



Tomographie radar en milieux stratifié à fort contrastes de vitesse

Madeleine Mangué

► To cite this version:

Madeleine Mangué. Tomographie radar en milieux stratifié à fort contrastes de vitesse. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Pau et des Pays de l'Adour, 2008. Français. NNT : . tel-00286583

HAL Id: tel-00286583

<https://theses.hal.science/tel-00286583>

Submitted on 9 Jun 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE PAU ET DES PAYS DE L'ADOUR

THÈSE

Présentée pour l'obtention du grade de

DOCTEUR de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour

(Spécialité géophysique)

par

Madeleine MANGUÉ

**TOMOGRAPHIE RADAR EN MILIEU
STRATIFIÉ À FORTS CONTRASTES DE
VITESSE**

Soutenue publiquement le 27 février 2008.

Membres du jury :

M. Hervé PERROUD	Professeur, Université de Pau et Pays de l'Adour	Directeur de thèse
M. Dominique ROUSSET	Maître de conférence, Université de Pau et Pays de l'Adour	Co-directeur de thèse
M. Dimitri KOMATITSCH	Professeur, Université de Pau et Pays de l'Adour	Examineur
M. Roger GUÉRIN	Professeur, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6	Rapporteur
M. Klaus HOLLIGER	Professeur, Université de Lausanne	Rapporteur
M. Philippe PEZARD	Directeur de recherche, Université Montpellier 2	Examineur

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mes directeurs de thèse Hervé PERROUD et Dominique ROUSSET qui ont su me faire profiter de leurs connaissances et qui ont permis l'avancement de mes travaux. Je souhaite vous exprimer ma gratitude pour la confiance que vous m'avez accordé durant cette thèse.

Je remercie le projet WATERSCAN qui a permis le déroulement de la thèse dans des conditions matérielles et financières satisfaisantes.

Je remercie sincèrement tous les membres du jury, Dimitri KOMATITSCH, Klaus HOLLIGER, Roger GUERIN et Philippe PEZARD pour leur participation à l'évaluation de ce travail.

Je remercie tout le personnel du département des géosciences et du laboratoire MIGP de l'Université de Pau et des Pays de l'Adour que j'ai pu côtoyer durant ma thèse, des remerciements particuliers à Bertrand F. pour l'aide qu'il m'a apporté dans les enseignements. Je remercie également les thésards qui m'ont soutenu durant les derniers mois très stressant de ma thèse (à J-5), merci à Bernard pour ces propos un peu "rustres", à Pierre l'éternel "râleur" et à Ronan pénible de gentillesse !

Je remercie ÉRIC pour son soutien et sa patience tout au long de ma thèse, merci pour tes encouragements, ..., merci pour tout.

Je remercie également toute ma famille de l'île de la Réunion. Merci d'avoir toujours cru en moi et de m'avoir toujours soutenu quoi que je fasse. Je vous dédie ce travail, pour tout ce que vous m'avez apporté et pour tout ce que vous m'apporterez encore ...

"Mèrsi ankor zot tout. Mi oubliy pa zot".

Résumé

Le radar géologique est souvent utilisé pour caractériser les propriétés physiques de la subsurface, en particulier celles reliées à l'eau souterraine. Dans ce travail, une nouvelle méthodologie d'inversion des temps de premières arrivées en tomographie radar de puits a été développée. La particularité de cette méthode, dans laquelle seul un nombre limité de paramètres est inversé, est d'être adapté à des milieux stratifiés et à forts contrastes de permittivité diélectrique, par exemple pour des aquifères en milieux alluviaux. Le but est de déterminer de manière la plus précise possible, la distribution de vitesse des ondes électromagnétiques entre deux puits. Nous avons considéré que le milieu pouvait être décomposé en plusieurs couches homogènes, avec des interfaces horizontales ou pentées. Si un seul panneau tomographique est inversé, le vecteur paramètre comprendra une vitesse et une ou deux épaisseurs, pour permettre un pendage. Si plusieurs panneaux tomographiques contigus sont inversés simultanément, le vecteur paramètre comprendra une vitesse et une épaisseur à chaque puits. Cette méthode permet d'obtenir un profil de vitesse 2D du milieu compris entre les puits.

Les ondes coniques présentes dans ces milieux contrastés en permittivité diélectrique, sont prises en compte dans l'inversion. Ces coniques sont difficiles à éliminer et ne sont pas inutiles étant donné qu'elles contiennent des informations sur le milieu.

Cet algorithme est adapté pour le site spécifique de cette étude qui se situe au niveau de la plaine alluviale de l'Adour. Une caractéristique importante de cette zone, est la présence d'une nappe phréatique à faible profondeur dont le niveau est variable suivant les saisons. Tout d'abord, la méthode a été testée avec des données synthétiques.

Puis, elle a été appliquée aux données réelles acquises au niveau de la plaine alluviale étudiée. Les résultats obtenus ont été dans un premier temps comparés à ceux obtenus à partir d'une inversion basée sur la méthode de tomographie radar de type LSQR, en

grille. Notre méthode permet de visualiser les discontinuités du milieu alors qu'elles sont mal définies par la méthode en grille.

Dans un deuxième temps, nous avons comparé nos résultats à ceux obtenus lors d'une acquisition antérieure, en radar multi-offset de surface. Les résultats montrent que les profils de vitesse venant des acquisitions de puits et de surface sont tout à fait compatibles.

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	iii
Introduction	1
1 Aperçu de la théorie de l'électromagnétisme et caractérisation des propriétés physiques du sol	9
1.1 Équations de Maxwell	9
1.2 Paramètres électromagnétiques des roches	10
1.2.1 Perméabilité magnétique	10
1.2.2 Permittivité diélectrique et conductivité électrique	11
1.3 Formulations complexes de la permittivité et de la conductivité électrique .	13
1.3.1 Permittivité électrique	13
1.3.2 Conductivité électrique	13
1.3.3 Courant total	13
1.4 Équations de diffusion-propagation	15
1.4.1 Dans le domaine fréquentiel	15
1.4.2 Equation de Helmholtz	16
1.4.3 Equation eikonale	17
1.5 Caractérisation des propriétés physiques du sol	18

1.5.1	Détermination de l'atténuation	18
1.5.2	Détermination de la teneur en eau	18
2	Tomographie en mode transmission	21
2.1	Principe de la tomographie radar	21
2.1.1	Géométrie	21
2.1.2	Limite de la méthode	23
2.1.3	Mise en oeuvre	23
2.2	Inversion tomographique	24
2.2.1	Tomographie de vitesse	24
2.2.2	Tomographie d'atténuation	26
2.3	Résolution du problème inverse	28
2.3.1	Méthodes des moindres carré	28
2.3.2	Algorithmes d'inversion	29
3	Données acquises au niveau de la plaine alluviale de l'Adour	31
3.1	Caractéristiques de la zone d'étude	31
3.2	Géométrie d'acquisition	33
3.2.1	Période humide	33
3.2.2	Période sèche	34
3.3	Traitement des données	34
3.3.1	Détermination du temps t_0 du signal	35
3.3.2	Filtrage et pointé des temps de première arrivée	37
3.3.3	Suppression des données bruitées	39
3.4	Calcul des vitesses moyennes	40
3.5	Spectres d'amplitude	45

4	Méthodologie d'inversion et validation	47
4.1	Hypothèses de l'inversion	47
4.2	Théorie de l'inversion	48
4.2.1	Détermination du modèle initial	48
4.2.2	Méthode d'inversion	50
4.2.3	Principe	50
4.3	Validation de la méthodologie d'inversion	55
4.3.1	Application de la méthodologie à des modèles synthétiques simples	55
4.3.2	Application de la méthodologie à des modèles synthétiques réalistes	59
4.4	Couche pentée dans l'inversion	68
4.4.1	Description des modèles exacts et détermination des modèles initiaux	68
4.4.2	Effet du pendage sur l'estimation du modèle de vitesse	68
4.4.3	Prise en compte du pendage	69
5	Application de la méthodologie proposée aux données réelles : inversion d'un panneau tomographique	73
5.1	Inversion du panneau 5/10	73
5.1.1	Période humide	73
5.1.2	Période sèche	81
5.1.3	Comparaison entre périodes humide et sèche	84
5.2	Inversion des autres panneaux tomographiques	85
5.3	Intégration des données surface/puits dans l'inversion	89
5.3.1	Résultats de l'inversion	89
5.3.2	Discussion	90

6	Application de la méthodologie proposée aux données réelles : inversion simultanée de plusieurs panneaux contigus	101
6.1	Inversion simultanée de plusieurs panneaux tomographiques contigus . . .	102
6.1.1	Détermination du modèle initial	102
6.1.2	Résultats de l'inversion	106
6.2	Inversion des différents panneaux tomographiques à partir d'un algorithme basé sur la méthode LSQR	109
6.2.1	Méthode d'inversion	109
6.2.2	Comparaison	109
6.3	Comparaison entre les résultats obtenus à partir des acquisitions en puits et en surface	113
6.3.1	Présentation de l'acquisition de surface	113
6.3.2	Comparaison en vitesse d'intervalle	113
6.3.3	Comparaison en vitesse RMS	115
	Conclusion	119
	Annexes	129
A	Caractéristiques des modèles initiaux déterminés à partir des profils ZOP	131
B	Caractéristiques des modèles obtenus après inversion des données puits /puits	135
C	Caractéristiques des modèles obtenus après inversion des données puits /puits et surface/puits	139
D	Caractéristiques des modèles initiaux pour l'inversion des panneaux contigus	143

E	Caractéristiques des modèles obtenus après inversion des panneaux conti- gus	145
---	---	-----

Introduction

Le cadre général

La préservation de l'eau est un enjeu majeur pour les besoins humains et pour les écosystèmes naturels. L'utilisation de l'eau ne cesse d'augmenter principalement pour l'irrigation, l'industrie et la consommation en eau potable. Les activités humaines telles que l'agriculture amènent l'exploitation intensive des nappes phréatiques. De plus, pour le développement des cultures, pesticides et engrais sont utilisés de façon intensive.

Les aquifères superficiels, souvent situés dans les zones alluviales, sont partiellement alimentés par l'infiltration des eaux météoriques. Cette eau percole dans la zone non-saturée du sol. Cette dernière qui est définie comme la zone de transition entre l'atmosphère et les aquifères, est importante pour la gestion des ressources car elle régule la disponibilité de l'eau pour la végétation et les cultures. De plus, cette zone est une zone tampon entre la végétation et l'aquifère contre les polluants et les engrais.

À l'échelle du champ, les informations sur la distribution spatiale de la teneur en eau dans la zone non-saturée sont fondamentales pour les programmes d'agriculture de précision. Il est clair qu'il existe un besoin pour estimer les propriétés hydrologiques du sol. Beaucoup de méthodes géophysiques sont utilisées pour déterminer la géologie, la structure, la teneur en eau et la composition chimique de la subsurface (entre 0 et 50 m de profondeur). Le tableau 1 liste quelques méthodes géophysiques utilisées en hydrogéophysique.

La résistivité électrique a une profondeur de pénétration correspondant à la zone qui nous intéresse et même au-delà. Cependant, sa résolution dépend de la taille du dispositif utilisée et les caractéristiques liées aux hétérogénéités du milieu ne sont pas prises en compte correctement (*Wilson et al.*, 2006). On peut également trouver des artéfacts dans les résultats liés à la présence de matériaux conductifs proche de la surface. La sismique

Méthode	Profondeur d'investigation	Cible
Résistivité électrique	1 à 100 m	couches de sol avec différentes résistivités (sable, argile, toit de la nappe, ...)
Sismique réfraction	1 à 50 m	couches de sol avec différentes vitesses acoustiques (roche mère, structure, aquifère, ...)
Sismique réflexion	50 m à plusieurs km	couches de sol avec différentes vitesses acoustiques (structure, aquifère, ...)
Géoradar	1 à 10 m	hétérogénéités de la subsurface, toit de la nappe, ...

TAB. 1 – Quelques méthodes géophysiques utilisées pour l'étude de la subsurface (d'après *Murray et al.* (2005))

réflexion est une méthode avec une résolution de l'ordre du décimètre (*Deidda et al.*, 2006). Par contre, la profondeur d'investigation en sismique réfraction est compatible avec la zone du sol que l'on étudie et elle peut avoir une résolution de l'ordre du centimètre. Cependant, elle ne peut-être utilisée dans les zones où les vitesses sismiques diminuent avec la profondeur (*Zelt et al.*, 2006). Il existe également le TDR (Time Domain Reflectometry) qui est une technique de mesure invasive classique. Cette dernière est souvent utilisée pour faire des comparaisons avec les résultats obtenus des autres méthodes (*Huisman et al.*, 2003b).

La technique la plus adaptée à cette échelle semble être le géoradar ou GPR (Ground Penetrating Radar). Le géoradar est une méthode haute résolution (*Davis and Annan*, 1989) et ses applications pour la mesure de la teneur en eau a récemment augmenté (*Schmalholz et al.*, 2004). Il existe deux types d'acquisition en GPR : l'acquisition de surface (*Huisman et al.*, 2003b; *Redman et al.*, 2000) et l'acquisition en puits (*Alumbaugh et al.*, 2002; *Binley et al.*, 2002; *Huisman et al.*, 2003a). Le géoradar de surface est une méthode non destructive mais sa pénétration est limitée, comparé au géoradar de puits (*Tronicke et al.*, 2000).

Le géoradar

L'utilisation du radar pour ausculter le sous-sol n'est pas une idée récente. Beaucoup de géoradars sont employés dans des domaines d'applications différents. Ces différentes

applications comprennent la localisation de tunnels et de cavités souterraines (*Moran and Greenfield, 1993*), la cartographie de fractures dans des réservoirs (*Olsson et al., 1992*), la délimitation des gisements de minerais dans le sol (*Fullagar et al., 2000*), l'estimation des propriétés hydrologiques et lithologiques de la subsurface (*Tronicke et al., 2004*) et en glaciologie à travers par exemple l'étude des propriétés hydrothermales des glaciers (*Moore et al., 1999*).

Le géoradar est basé sur la propagation des ondes électromagnétiques (EM) dans le sous-sol. La vitesse de propagation des ondes EM v [m/ns] est déterminée par la permittivité diélectrique complexe. En effet, la permittivité diélectrique est considérée comme une grandeur complexe sachant que sa partie imaginaire est associée à l'énergie dissipée et sa partie réelle est associée à la capacité du milieu à propager l'énergie. Pour un milieu à faible perte et non dispersif, la vitesse EM des ondes radar est donnée par la relation $v = c/\sqrt{(\epsilon_r)}$; où c est la vitesse EM dans l'air et ϵ_r la permittivité relative du milieu. La permittivité relative est liée à la teneur en eau du milieu et peut-être déterminée à partir d'une formule empirique (*Topp et al., 1980*) ou d'une formule plutôt géométrique (*Roth et al., 1990*).

Deux aspects primordiaux en GPR sont la résolution et la profondeur de pénétration. La résolution est contrôlée par la bande de fréquence du système GPR utilisé sachant que la résolution augmente avec la fréquence (*Davis and Annan, 1989*). La profondeur de pénétration des ondes EM est contrôlée par la conductivité électrique du sol, associée à la fréquence du système GPR utilisé. Cependant, plus la fréquence augmente plus on limite la profondeur de pénétration. Il est donc important de faire un compromis entre résolution et profondeur de pénétration.

Zone d'étude

Localisation

Notre zone d'étude se situe au niveau de la plaine alluviale de l'Adour près de Maubourguet en Hautes-Pyrénées, au nord du piémont pyrénéen (figure 1). Le bassin de l'Adour est caractérisé par un climat tempéré. Le régime moyen des pluies est commandé par deux faits principaux :

- la proximité de l’océan Atlantique à l’ouest,
- l’écran orographique des Pyrénées au sud.

Les dépôts alluviaux composant cette zone comportent des galets, des sables, des limons et des argiles provenant des vallées de l’Adour et de l’Échez (affluent de l’Adour).

La formation de la plaine alluviale se fait par dépôts successifs d’éléments apportés par l’onde de crue. En général, les éléments les plus grossiers sont déposés en premier puis vient le dépôt des éléments les plus fins. Ce mécanisme de formation fait que ces milieux ont une organisation plane ou faiblement pentée, milieu 1D (*Bullinger-Weber and Gobat, 2006*). De plus, ces zones ont une caractéristique notable qui est la présence d’une nappe phréatique à faible profondeur. Les mois de novembre à février correspondent à la période humide et les mois de juin à août correspondent à la période sèche. En période humide, le toit de la nappe varie entre 1 et 1.5 m de profondeur et en période sèche entre 2.5 et 3.4 m de profondeur.

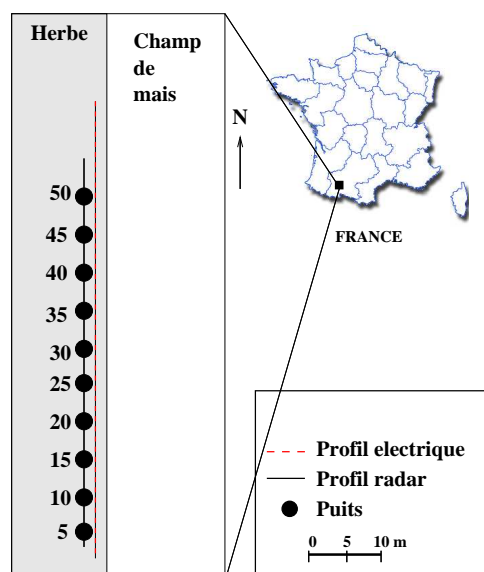


FIG. 1 – Localisation de la zone d’étude (d’après *Sénéchal et al. (2005)*)

Intérêt

Notre zone d’étude se trouve en bordure d’un champ de maïs où des pesticides et des engrais sont utilisés régulièrement. Une étude conduite par la chambre d’agriculture de 1991 à 1994 a montré la présence de fortes teneurs en nitrate et en pesticide dans les eaux de la nappe. Les teneurs en polluants augmentent du sud vers le nord. Cette évolution

peut s'expliquer par le transport vertical des éléments chimiques du sol vers la nappe et du flux sud-nord de la nappe. Cette étude est présentée dans diverses publications (Chambre d'agriculture, a,b,c).

La mise en place d'une méthodologie non destructive permettant de suivre l'évolution des transports hydriques de la surface vers la nappe en quantité et en qualité, constituerait un enjeu majeur dans la prévention contre les pollutions des nappes phréatiques.

Historique des acquisitions géophysiques

Sur cette zone deux types de méthodologie géophysique ont été étudiées : l'une non destructive (radar de surface et électrique) et l'autre destructive (tomographie radar en puits).

Méthodologie non destructive En 2002, un suivi temporel et une estimation du contenu en eau et des propriétés chimiques du milieu poreux ont eu lieu en utilisant des méthodes géophysiques non destructives. Il y a eu combinaison des mesures radar multi-offset et des mesures électriques (figure 1). Cette campagne s'est déroulée du mois de février 2002 au mois de janvier 2003 avec une prospection géophysique tous les mois. De plus, des analyses géochimiques ont été effectuées pour compléter et valider les résultats obtenus par cette méthode de surface. Les mesures radar ont permis de mettre en place des coupes de vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dans le sol. Les vitesses étant caractéristiques de différentes lithologies mais surtout de la teneur en eau. *Sénéchal et al.* (2005) traitent de ce sujet. La mise en place des cartes de teneur en eau pour chaque période de prospection a été faite ; et la porosité et la saturation en fluides du milieu ont été estimées.

Méthodologie destructive Au niveau de la zone étudiée, 10 puits ont été forés (figure 1) distants les uns des autres de 5 m et profonds de 6 m. Les acquisitions radar se sont faites dans des puits en utilisant des antennes de 250 MHz de fréquence centrale. Le matériel utilisé est un système RAMAC de la société Malâ Géosciences. Le pas d'échantillonnage pour l'acquisition des données est de 0.415 ns. En tomographie radar de puits, on utilise deux antennes (émetteur et récepteur) disposées dans deux puits différents. L'onde émise

par l'émetteur va traverser le milieu et sera enregistrée au niveau du récepteur. On modifie les profondeurs des antennes dans les puits afin d'obtenir le maximum de couples émetteur/récepteur. Sur la zone étudiée, deux campagnes d'acquisition en tomographie radar de puits ont eu lieu :

- une campagne en période humide : janvier 2004,
- une campagne en période sèche : juin 2005.

Le toit de la nappe en période humide se situait à environ 1 m de profondeur. Alors qu'en période sèche, elle se situait à 3.4 m de profondeur.

Pourquoi ces acquisitions ? Avec les données acquises au niveau de cette plaine alluviale, nous voyons que notre milieu est stratifié avec une importante hétérogénéité granulométrique et une teneur en eau variable suivant les saisons.

La finalité en hydrogéophysique serait d'arriver à une méthodologie non destructive et fiable. Le radar de surface est une méthode non destructive mais sa résolution et sa précision peuvent être limitées en comparaison aux résultats de tomographie radar (*Tronicke et al.*, 2000). Les résultats obtenus par la méthodologie non destructive ont déjà été présentés (*Sénéchal et al.*, 2005). Dans la suite, nous parlerons de l'acquisition, du traitement et de l'inversion des données en tomographie radar.

Ce travail étudie les propriétés physico-chimiques de l'eau dans la zone non-saturée grâce au géoradar de forage. Il s'inscrit dans les priorités définies par le Programme National de Recherche en Hydrogéologie (ECCO/PNRH), projet WATERSCAN. Ce dernier est une étude pluridisciplinaire contribuant à développer des méthodologies géophysiques de caractérisation des flux hydriques dans le sous-sol.

L'objectif de la thèse

Les caractéristiques du milieu c'est-à-dire la teneur en eau, la grande hétérogénéité granulométrique et la porosité variable agissent sur la permittivité électrique du milieu. Sachant que l'eau a une permittivité relative de 81 et un sable sec a une permittivité relative de 3-6. Ces différences dans la permittivité amènent des contrastes de vitesse EM marquants. De plus, dans ces milieux à forts contrastes de vitesse, les ondes EM suivent différentes

trajectoires : directe, conique et réfléchie. Si l'émetteur et le récepteur se trouvent dans une couche à forte vitesse, l'onde directe arrivera en premier au récepteur. Par contre, si les antennes se situent dans une zone à vitesse faible, l'onde conique arrivera en premier au récepteur. Ce cas est très prononcé lorsque les antennes se situent proche de la surface. Lors de l'inversion des données en géoradar de puits, il faudra identifier correctement à quelle type de trajectoire nous avons à faire (*Ferré et al.*, 2003; *Hammon et al.*, 2003; *Rucker and Ferré*, 2003).

Beaucoup de méthodes d'inversion existent pour déterminer la distribution de vitesse EM dans un milieu. Les méthodes d'inversion en tomographie divisent le milieu en cellules (*Berryman*, 1991). De plus, des régularisations sont appliquées afin d'ajuster au mieux les données au modèle (*Bernabini and Cardarelli*, 1997). Ce type d'inversion considère une régularité du milieu et ne prend pas en compte ses discontinuités. Dans notre cas, nous étudions un milieu stratifié (formation des milieux alluviaux) avec des changements de permittivité notables. Ces méthodes d'inversion classiques ne sont pas adaptées à notre cas d'étude.

La ligne conductrice de ce travail est la mise en place d'une méthodologie d'inversion s'appliquant à des milieux stratifiés et à forts contrastes de vitesse. Cette méthodologie se base sur la structure géologique du milieu. En effet, nous considérons le milieu comme une superposition de couches homogènes et sub-horizontales. De plus, nous prendrons en compte toutes les trajectoires de l'onde liées aux contrastes de vitesse. Il est important de noter que cette méthodologie a été développée pour le site spécifique, au niveau de la plaine alluviale de l'Adour.

Plan du mémoire

La première partie de ce mémoire est consacrée à présenter les spécificités des ondes électromagnétiques et leurs interactions avec les milieux géologiques. Je ferai un rappel sur la théorie de l'électromagnétisme en présentant les équations fondamentales. De ces équations nous récupérerons les paramètres qui nous intéressent comme la permittivité diélectrique. Ensuite, nous montrerons comment ces paramètres sont reliés aux propriétés physiques du sol telles que la teneur en eau.

Dans une deuxième partie, nous présenterons brièvement la tomographie radar en mode transmission. Nous verrons la tomographie de vitesse qui utilise les temps de trajet de l'onde dans le milieu. Et nous verrons également la tomographie d'atténuation qui est basée sur l'amplitude du signal.

La troisième partie sera consacrée à l'acquisition et aux traitements des données. Je présenterai tout d'abord, certaines caractéristiques du milieu comme la variation du toit de la nappe et de la teneur en argile du sol. Puis, je présenterai l'acquisition des données sachant qu'il y a eu deux campagnes d'acquisition. La première campagne a eu lieu en janvier 2004 et la deuxième en juin 2005.

La quatrième partie traite de la méthodologie d'inversion que nous avons développé. Sa mise en place est basée sur le milieu étudié (zone alluviale à forts contrastes de vitesse). Nous illustrerons son efficacité en l'appliquant à des données synthétiques.

La cinquième partie traitera de l'application de la méthodologie aux données réelles, en inversant les différents panneaux tomographiques individuellement. Nous ferons la comparaison entre périodes humide et sèche. Puis, la méthode d'inversion sera modifiée pour que les données acquises en géométrie surface/puits puissent être utilisées pour améliorer les modèles.

Dans la sixième partie, nous inverserons plusieurs panneaux tomographiques contigus simultanément afin de suivre la continuité des couches. Nous inverserons également nos données à partir d'une méthode en grille utilisant l'algorithme LSQR, pour confronter ces résultats à ceux déterminés grâce à notre méthode. Enfin, les résultats obtenus en puits seront comparés aux résultats obtenus à partir de l'acquisition radar de surface, présentés par *Sénéchal et al.* (2005).

Chapitre 1

Aperçu de la théorie de l'électromagnétisme et caractérisation des propriétés physiques du sol

Dans cette partie, nous allons aborder les phénomènes électromagnétiques dans les milieux géologiques et aux fréquences radar. Ce rappel succinct sur la théorie de l'électromagnétisme est basé sur *Hollender* (1999), et *Ramo et al.* (1994).

Puis, nous étudierons les relations liant les paramètres des ondes électromagnétiques aux propriétés physiques du sol : teneur en eau et conductivité.

1.1 Équations de Maxwell

Les équations de Maxwell permettent de décrire tous les phénomènes électromagnétiques, et elles s'énoncent comme suit :

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \quad (1.1)$$

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho, \quad (1.2)$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t}, \quad (1.3)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0, \quad (1.4)$$

Les quantités E et H représentent l'intensité du champ électrique en V/m et l'intensité du champ magnétique en A/m , respectivement. Les quantités D et B représentent les densités de flux électrique en C/m^2 et magnétique en T , respectivement. B est également appelé induction magnétique. Les quantités ρ et j sont la densité de charge volumique en C/m^3 et la densité de courant électrique en A/m^2 , respectivement. L'équation 1.3 est la loi d'Ampère modifiée par Maxwell afin d'introduire le courant de déplacement $\partial \vec{D} / \partial t$. Ce dernier est essentiel pour comprendre l'existence de la propagation des ondes électromagnétiques.

1.2 Paramètres électromagnétiques des roches

Trois paramètres régissent le comportement des ondes électromagnétiques vis à vis de la matière : la perméabilité magnétique μ (H/m), la permittivité électrique ϵ (F/m) et la conductivité électrique σ (S/m).

1.2.1 Perméabilité magnétique

La perméabilité magnétique μ représente la capacité de la matière à se polariser sous l'action d'un champ magnétique H . La plupart des minéraux étudiés en radar géologique ont une perméabilité proche de celle du vide c'est-à-dire $\mu_0 = 4\pi 10^{-7} H.m^{-1}$, sauf pour les objets contenant des minéraux tels que la magnétite, l'hématite ou l'ilménite qui ont des valeurs de perméabilité magnétique plus élevées. En général, la perméabilité magnétique ne constitue pas un facteur de différenciation des roches. En l'absence d'un moment magnétique rémanent, l'induction magnétique B s'écrit :

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (1.5)$$

1.2.2 Permittivité diélectrique et conductivité électrique

Les milieux conducteurs sont caractérisés par l'existence de *charges libres* dont les porteurs (électrons et ions) sont susceptibles de se mouvoir dans toute la masse du matériau. Pour les milieux isolants, le champ électrique passe à l'intérieur du milieu et agit sur les porteurs de charges de la matière ; d'où le nom de *diélectrique* donné à ce type de corps. Mais, certains porteurs de charges ne peuvent se déplacer librement sous l'effet du champ ; ils restent attachés à des groupements atomiques, moléculaires ou cristallins, d'où leur nom de *charges liées*. Les propriétés électriques des diélectriques peuvent s'interpréter à l'échelle macroscopique par l'apparition d'un moment dipolaire électrique, c'est le phénomène de polarisation. Afin de décrire le comportement de la matière face à un champ électrique $E(V/m)$, il faut distinguer le mouvement des charges libres, caractérisé par la densité de courant de conduction $j_c(A/m^2)$, et le mouvement des charges liées, caractérisé par la densité de courant de déplacement (ou de polarisation) $j_d(A/m^2)$. Quand un champ électrique est appliqué à un milieu, le courant total traversant ce milieu est composé de deux parties : un courant de conduction (charges libres) et un courant de déplacement (charges liées).

Permittivité diélectrique

La permittivité diélectrique décrit comment un champ électrique affecte et est affecté par un milieu diélectrique. Cette quantité physique représente la capacité d'un matériau à se polariser sous l'action d'un champ. Elle caractérise donc la redistribution locale des charges liées sous l'action d'un champ électrique.

$$\vec{D} = \epsilon_0 * \vec{E} + \vec{P} = \epsilon_0 * \vec{E} + \epsilon_0 \chi * \vec{E} = \epsilon_0 * \vec{E} (1 + \chi) \quad (1.6)$$

P représente la polarisation du milieu et χ est la susceptibilité électrique. La susceptibilité électrique est une mesure de la facilité par laquelle un matériau va se polariser. Elle est définie par la constante de proportionnalité reliant un champ électrique E à une densité de polarisation diélectrique P , tel que :

$$\vec{P} = \epsilon_0 \chi * \vec{E} \quad (1.7)$$

où ϵ_0 est la permittivité diélectrique du vide.

La permittivité diélectrique d'un milieu est donc la constante reliant le champ de déplacement électrique D au champ électrique E dans un milieu donné :

$$\vec{D} = \epsilon * \vec{E} \quad (1.8)$$

On a alors :

$$\epsilon = \epsilon_0(1 + \chi) \quad (1.9)$$

où la permittivité ϵ est un scalaire si le milieu est isotrope ou un tenseur de second ordre pour un milieu linéaire anisotrope. En général, la permittivité n'est pas constante. Elle varie suivant la position dans le milieu, la fréquence du champ appliqué, l'humidité et d'autres paramètres.

On distingue 4 types de polarisation :

- la polarisation électronique,
- la polarisation dipolaire ou d'orientation,
- la polarisation ionique,
- la polarisation interfaciale ou polarisation de charges.

La loi de conservation des charges permet d'aboutir à la relation exprimant les courants de déplacement j_d en fonction du champ électrique :

$$\vec{j}_d = \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (1.10)$$

Conductivité électrique

La conductivité électrique (et son inverse la résistivité électrique en ohm.mètre) représente la capacité de la matière à mettre en mouvement les charges libres sous l'action d'un champ électrique. En général, la conductivité des milieux géologiques est faible. Par contre, la présence des fluides dans les pores et les fissures de ces milieux augmente relativement la conductivité électrique. La conductivité se traduit par la présence et le déplacement d'ions à l'intérieur des fluides.

Sous l'effet d'un champ électrique, le mouvement des charges libres est caractérisé par la conductivité électrique $\sigma(S/m)$ selon la loi d'Ohm :

$$\vec{j}_c = \sigma \vec{E} \quad (1.11)$$

1.3 Formulations complexes de la permittivité et de la conductivité électrique

La conductivité électrique et la permittivité électrique peuvent être considérées comme des grandeurs complexes.

1.3.1 Permittivité électrique

$$\epsilon = \epsilon' - i\epsilon'' \quad (1.12)$$

Cette écriture caractérise le fait que les charges liées ne sont pas exactement en quadrature de phase avec le champ électrique. La partie imaginaire de la permittivité électrique caractérise les pertes énergétiques engendrées par les mécanismes de polarisation.

1.3.2 Conductivité électrique

$$\sigma = \sigma' + i\sigma'' \quad (1.13)$$

Cette écriture caractérise le fait que les charges libres ne répondent pas nécessairement instantanément au champ électrique. La partie imaginaire de la conductivité rend compte de la viscosité des fluides ou des collisions entre particules dans la matrice.

1.3.3 Courant total

La densité de courant total est défini par la somme de la densité de courant de conduction et de la densité de courant de déplacement :

$$\vec{j} = \vec{j}_c + \vec{j}_d = \sigma \vec{E} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (1.14)$$

Pour un champ monofréquentiel $E = e^{i\omega t}$, la relation 1.14 devient :

$$\vec{j} = \{(\sigma' + \omega\epsilon'') + i(\sigma'' + \omega\epsilon')\} \vec{E}, \quad (1.15)$$

ou

$$\vec{j} = \left\{ \left(\epsilon' + \frac{\sigma''}{\omega} \right) - i \left(\epsilon'' + \frac{\sigma'}{\omega} \right) \right\} \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}, \quad (1.16)$$

où $t(s)$ est le temps et $\omega(rad/s)$ est la fréquence angulaire. Des équations 1.15 et 1.16, on déduit les notions de permittivité et conductivité effectives :

$$\vec{j} = \sigma_e \vec{E} = (\sigma'_e + i\sigma''_e) \vec{E}, \quad (1.17)$$

$$\vec{j} = \epsilon_e \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = (\epsilon'_e - i\epsilon''_e) \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}, \quad (1.18)$$

avec :

$$\sigma'_e = \sigma' + \omega\epsilon'', \sigma''_e = \sigma'' + \omega\epsilon', \quad (1.19)$$

$$\epsilon'_e = \epsilon' + \frac{\sigma''}{\omega}, \epsilon''_e = \epsilon'' + \frac{\sigma'}{\omega} \quad (1.20)$$

où :

- σ_e : conductivité électrique effective (S/m)
- σ'_e : partie réelle de la conductivité électrique effective (S/m)
- σ''_e : partie imaginaire de la conductivité électrique effective (S/m)
- ϵ_e : permittivité diélectrique effective (F/m)
- ϵ'_e : partie réelle de la permittivité diélectrique effective (F/m)
- ϵ''_e : partie imaginaire de la permittivité diélectrique effective (F/m)

Les formulations 1.17 et 1.18 montrent qu'il est impossible de différencier expérimentalement les contributions de σ' et ϵ'' d'une part et de σ'' et ϵ' d'autre part.

1.4 Équations de diffusion-propagation

1.4.1 Dans le domaine fréquentiel

Les équations de Maxwell complétées par les relations 1.5, 1.8 et 1.11 permettent d'obtenir les équations de diffusion-propagation suivantes :

$$\Delta \vec{E} = \sigma \mu \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \epsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}, \quad (1.21)$$

$$\Delta \vec{B} = \sigma \mu \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} + \epsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{B}}{\partial t^2}, \quad (1.22)$$

Le premier terme de ces équations exprime le régime de diffusion contrôlé par la conductivité σ et le deuxième terme de ces équations exprime le régime de propagation contrôlé par la permittivité ϵ . Pour un champ monofréquentiel $E = e^{i\omega t}$, les équations 1.21 et 1.22 deviennent :

$$\Delta \vec{E} = \gamma^2 \vec{E}, \quad (1.23)$$

$$\Delta \vec{B} = \gamma^2 \vec{B}, \quad (1.24)$$

Et :

$$\gamma^2 = i\omega\mu(\sigma + i\omega\epsilon) \quad (1.25)$$

où γ est le facteur d'Helmoltz (rad/m^2).

Si l'on caractérise le phénomène à une fréquence telle que $\omega\epsilon \ll \sigma$, l'essentiel de la transmission d'énergie s'opère selon un mode de diffusion, par courant de conduction. Si l'on caractérise le phénomène à une fréquence telle que $\omega\epsilon \gg \sigma$, l'essentiel de la transmission d'énergie s'opère selon un mode de propagation, par courant de déplacement.

1.4.2 Equation de Helmholtz

Les dispositifs radar mesurent essentiellement des phénomènes électriques, c'est pour cela que dans la suite nous ne considérerons que l'équation 1.23.

La solution de l'équation de **Helmoltz** (eq. 1.23) dans le domaine de Fourier, pour une onde plane polarisée suivant une direction fixe et se propageant dans la direction z , est la suivante :

$$\overrightarrow{E(z, t)} = \overrightarrow{E_0} e^{-i(kz - \omega t)} \quad (1.26)$$

où k est appelé nombre d'onde en (rad/m). Le nombre d'onde est généralement exprimé en fonction de sa partie réelle notée β (rad/m) et appelée *facteur de phase*, et de sa partie imaginaire notée α (Neper/m) et appelée *facteur d'atténuation* :

$$k = -i\gamma = \beta - i\alpha \quad (1.27)$$

Pour un milieu à faibles pertes, nous obtenons $\beta z = \omega t$; d'où :

$$v = \frac{z}{t} = \frac{\omega}{\beta} = \frac{1}{\sqrt{\mu\epsilon}} \quad (1.28)$$

v représente la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques à hautes fréquences dans le milieu. D'après l'équation 1.28, on a :

$$c = \frac{1}{\sqrt{\mu_0\epsilon_0}} \quad (1.29)$$

où c correspond à la vitesse des ondes électromagnétiques dans le vide sachant que $c = 3.10^8 m/s$. D'où :

$$\mu_0 = \frac{1}{c^2\epsilon_0} \quad (1.30)$$

En général $\mu = \mu_0$, la relation 1.30 devient :

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu_0\epsilon}} = \frac{1}{\sqrt{\frac{\epsilon}{\epsilon_0 c^2}}} = \frac{c}{\sqrt{\frac{\epsilon}{\epsilon_0}}} \quad (1.31)$$

D'après la relation précédente 1.31 :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\kappa}} \quad (1.32)$$

κ est appelé constante diélectrique ou permittivité diélectrique relative, $\kappa = \epsilon/\epsilon_0$ et κ est sans unité. Et d'après l'équation 1.9, $\kappa = 1 + \chi$.

1.4.3 Equation eikonale

Pour un milieu à faible perte, l'équation 1.21 devient *Cerveny* (1987); *Biondi* (1992) :

$$\Delta \vec{E} = \epsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2}, \quad (1.33)$$

D'après l'équation 1.31 et pour $\mu = \mu_0$, on a :

$$\left(\frac{1}{v}\right)^2 = \mu_0 \epsilon \quad (1.34)$$

En intégrant 1.34 dans 1.33 :

$$\frac{\partial^2 E}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E}{\partial z^2} = \left(\frac{1}{v}\right)^2 \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \quad (1.35)$$

D'où :

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = \left(\frac{1}{v}\right)^2 \quad (1.36)$$

Et :

$$\nabla(t)^2 = \left(\frac{1}{v}\right)^2 \quad (1.37)$$

L'équation 1.37 est appelée équation eikonale. Elle relie le gradient du temps de trajet de l'onde à sa vitesse. Cette méthode est beaucoup utilisée pour calculer les temps de trajet des ondes dans un milieu donné (*Podvin and Lecomte*, 1991; *Vidale*, 1990).

1.5 Caractérisation des propriétés physiques du sol

1.5.1 Détermination de l'atténuation

Les phénomènes de polarisation et de conductivité ne sont pas instantanés c'est pour cela que nous avons pu considérer la permittivité et la conductivité comme des grandeurs complexes (eq. 1.12 et 1.13).

À partir des équations 1.15 et 1.16 définissant le courant total, et des équations 1.17 et 1.18 définissant la conductivité et la permittivité effectives, nous introduisons l'angle de perte δ (*rad*) :

$$\tan\delta = \frac{\epsilon_e''}{\epsilon_e'} = \frac{\sigma_e'}{\sigma_e''} = \frac{1}{Q} \quad (1.38)$$

Q est appelé facteur de qualité du milieu. L'angle de perte représente le rapport entre l'énergie dissipée et l'énergie stockée par cycle.

Les paramètres α et β (eq. 1.27) peuvent s'écrire de la façon suivante :

$$\alpha = \omega\sqrt{\mu\epsilon_e'}\sqrt{\frac{1}{2}\left\{\sqrt{1 + \left(\frac{\epsilon_e''}{\epsilon_e'}\right)^2} - 1\right\}} = \omega\sqrt{\mu\epsilon_e'}\sqrt{\frac{1}{2}\sqrt{1 + \tan^2\delta} - 1} \quad (1.39)$$

$$\beta = \omega\sqrt{\mu\epsilon_e'}\sqrt{\frac{1}{2}\left\{\sqrt{1 + \left(\frac{\epsilon_e''}{\epsilon_e'}\right)^2} + 1\right\}} = \omega\sqrt{\mu\epsilon_e'}\sqrt{\frac{1}{2}\sqrt{1 + \tan^2\delta} + 1} \quad (1.40)$$

Lorsque l'angle de perte δ est important, l'atténuation α augmente plus vite que le terme de phase β . Par contre si l'angle de perte est relativement petit, l'équation 1.39 peut être approximée comme suit (*Balanis*, 1989) :

$$\alpha = \omega\sqrt{\mu\epsilon_e'}\left(\frac{1}{2}\tan\delta\right) = \frac{\omega}{2c}\tan\delta \quad (1.41)$$

1.5.2 Détermination de la teneur en eau

Plusieurs relations lient la permittivité électrique et la teneur en eau du milieu. Nous présenterons ici une relation empirique (Topp), la plus souvent utilisée, et une relation

plutôt géométrique (Méthode de l'Indice de Réfraction Complexe, CRIM).

Formule de Topp

Cette relation lie la teneur en eau θ à la constante diélectrique κ du milieu. *Topp et al.* (1980) ont déterminé cette formule en mesurant la constante diélectrique de différents échantillons de sédiments (marnes sableuses à argiles marneuses) avec le TDR (Time Domain Reflectometry). Ces mesures ont été faites en soumettant les différents échantillons à des variations croissantes et décroissantes de teneur en eau. Ils ont montré que la constante diélectrique dépendait de la teneur en eau du sol (entre 0 et 0.55) et qu'elle était indépendante de la densité du sol, de la texture et de la conductivité pour des fréquences allant de 20 MHz à 1 GHz. Cette formule est la suivante :

$$\theta = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,92 \cdot 10^{-2} * \kappa - 5,5 \cdot 10^{-4} * \kappa^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} * \kappa^3 \quad (1.42)$$

L'équation 1.42 est une fonction polynomiale reliant teneur en eau et constante diélectrique.

Cependant, d'autres travaux sur les mécanismes entre constante diélectrique et teneur en eau existent. *Tabbagh et al.* (2000) ont montré que la morphologie de la phase liquide joue un rôle important au niveau de ces mécanismes.

CRIM

Cette formule dérive des modèles de mélange diélectrique qui relient les constantes diélectriques des différentes phases (eau-air-solide) composant le milieu et les fractions volumiques de ces composants (*Roth et al.*, 1990). Cette relation de CRIM ne tient pas compte de l'arrangement géométrique des différents constituants du sol. Pour un mélange eau-air-solide, on a :

$$\kappa^x = (1 - \phi_t) * \kappa_g^x + (\phi_t * S_w * \kappa_w^x) + (\phi_t * (1 - S_w) * \kappa_a^x) \quad (1.43)$$

où S_w est le facteur de saturation en eau, et κ_g , κ_w et κ_a sont les constantes diélectriques pour les minéraux, l'eau et l'air, respectivement. x est une constante qui dépend de la nature du milieu et ϕ_t correspond à la porosité totale. *Roth et al.* (1990) ont montré que pour différents sols (sableux à argileux) et pour $x = 0.5$, on obtient le modèle le plus approprié.

Conclusion Nous avons vu que les paramètres des ondes électromagnétiques permettent de caractériser certaines propriétés physiques du sol.

La permittivité relative est liée à la vitesse de propagation des ondes EM dans le milieu et également à sa teneur en eau. La permittivité relative permet donc de quantifier le contenu en eau du milieu.

La conductivité électrique est responsable de l'atténuation des signaux EM dans le milieu de propagation. La conductivité d'un milieu dépend principalement de sa teneur en argile et de la conductivité du fluide qui le traverse. L'atténuation des ondes EM permet donc de qualifier l'eau présent dans le milieu.

Dans la suite du manuscrit, nous présenterons principalement le traitement des paramètres des ondes EM permettant de déterminer la teneur en eau. L'atténuation des signaux ne sera pas exploitée.

Chapitre 2

Tomographie en mode transmission

Dans les années 90, beaucoup d'articles ont montré le potentiel du GPR comme outil d'imagerie de la subsurface du sol (*Jol and Smith, 1991*). Cette technique est largement employée en environnement et en génie civil. Dans le domaine environnemental, le GPR est beaucoup utilisé pour déterminer la teneur en eau du sol et pour détecter les pollutions (*Alumbaugh et al., 2002; Binley et al., 2001; Galagedara et al., 2004*).

La tomographie radar en mode transmission utilise deux antennes (un émetteur et un récepteur) dans deux puits différents. Elle permet d'imager le milieu se situant entre les deux puits et après inversion d'obtenir les propriétés physico-chimiques du milieu géologique étudié.

2.1 Principe de la tomographie radar

La mesure tomographique en mode transmission consiste à placer les deux antennes (émetteur et récepteur) dans deux puits distincts (figure 2.1). Les puits sont souvent placés dans le même plan. La tomographie est généralement une méthode bi-dimensionnelle.

2.1.1 Géométrie

Les mesures en tomographie radar s'acquièrent en utilisant une antenne émettrice localisée dans un puits ; cette dernière émet un signal électromagnétique. L'onde émise se propage

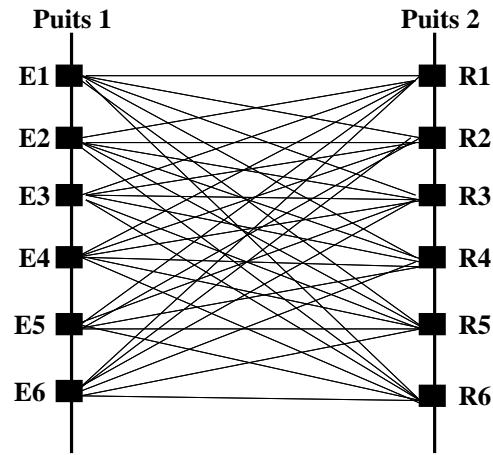


FIG. 2.1 – Dispositif en mode tomographie : E1, E2, ..., E6 sont les positions successives de l'émetteur et R1, R2, ..., R6 sont les positions successives du récepteur

dans le milieu avec une vitesse v , et se retrouve ensuite enregistrée par une antenne réceptrice située dans un autre puits à une distance connue. L'émetteur et le récepteur sont déplacés afin de couvrir le maximum de combinaisons possibles de couple émetteur-récepteur.

Ce signal est enregistré sous forme de *trace* (figure 2.2). La trace contient l'onde transmise arrivée au temps t au récepteur ainsi que d'autres ondes produites par d'éventuelles réflexions ou réfractions émises par le signal. Au niveau du signal, on pointe le temps de première arrivée en considérant qu'il correspond à l'onde transmise, et on mesure l'amplitude du signal reçu.

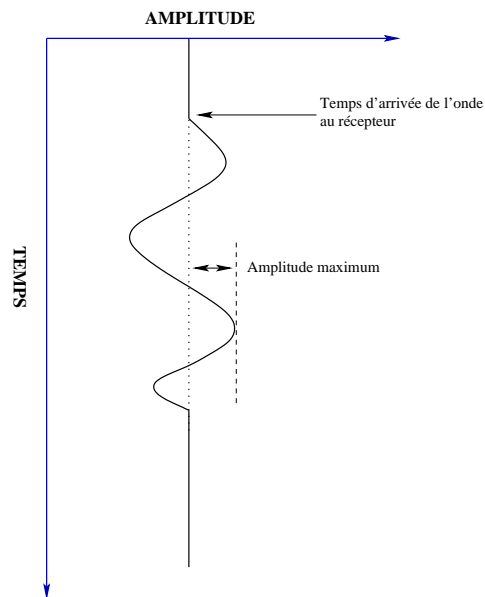


FIG. 2.2 – Schéma d'une trace ou signal

2.1.2 Limite de la méthode

Les limites de la méthode radar sont souvent associées à la faible pénétration (quelques mètres) des ondes électromagnétiques. La profondeur de pénétration dépend de la fréquence du signal émis et des propriétés électriques du sol. La forte conductivité du milieu comme la présence d'argile, limite l'efficacité de la méthode. Dans la bibliographie, nous pouvons trouver des tableaux de valeurs des propriétés électriques de différents type de lithologie (*Cook*, 1975; *Davis and Annan*, 1989; *Neal*, 2004; *Reynolds*, 1997). Le tableau 2.1 donne des valeurs de constante diélectrique, de conductivité et d'atténuation pour quelques matériaux géologiques.

MATERIAU	κ	σ (mS/m)	α (dB/m)
Argile	3-60	0.1-2000	1-1000
Sable sec	3-6	0.001-1	0.01
Sable saturé	20-30	0.1-100	0.03-0.3
Glace	3.2	0.001-0.01	0.01
Eau fraîche	81	0.01-0.1	0.1
Eau salée	81	3000	1000
Air	1	0	0

TAB. 2.1 – Constante diélectrique κ , conductivité électrique σ , et atténuation α , de certains matériaux géologiques d'après *Cook* (1975); *Davis and Annan* (1989); *Neal* (2004); *Reynolds* (1997)

La résolution dépend de la fréquence du signal émis. Cependant, plus la fréquence est élevée, moins la pénétration est grande. Nous devons donc toujours faire un compromis entre résolution et pénétration.

2.1.3 Mise en oeuvre

Au vue de l'antagonisme entre pénétration et résolution, il est nécessaire d'avoir des informations a priori sur les propriétés électriques du milieu à sonder. Le seul paramètre sur lequel nous pouvons agir est la fréquence nominale du signal émis.

La profondeur de pénétration p est définie comme (*Balanis*, 1989) :

$$p = \frac{1}{\alpha} \quad (2.1)$$

où α correspond à l'atténuation (Neper/m).

Pour un milieu que l'on peut considérer comme un bon diélectrique, l'atténuation s'exprime comme suit :

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad (2.2)$$

où σ représente la conductivité électrique, ϵ représente la permittivité électrique et μ la perméabilité magnétique. Au niveau de la résolution, on considère que la taille d'un corps doit représenter au moins un tiers de la longueur d'onde λ (m) pour pouvoir être caractérisé : $\lambda = r/3$, où λ correspond à la longueur d'onde et r à la taille de l'anomalie (*Berryman, 1991; Gloaguen, 2003*).

D'après l'équation 1.28 du chapitre 1 :

$$v = \frac{\omega}{\beta} \quad (2.3)$$

d'où :

$$v = \frac{2\pi f}{\beta} \quad (2.4)$$

et :

$$\frac{v}{f} = \frac{2\pi}{\beta} = \lambda \quad (2.5)$$

avec v la vitesse en (m/s), f la fréquence en (Hz) et β le facteur de phase en (rad/m).

2.2 Inversion tomographique

Nous allons présenter dans la suite, le principe de l'inversion en tomographie de vitesse et d'amplitude. Un certain nombre de publications traite de ce sujet dont *Becht et al.* (2004); *Berryman* (1991); *Rucker and Ferré* (2004).

2.2.1 Tomographie de vitesse

En tomographie de vitesse, les données que nous exploitons sont les temps de parcours t_i de l'onde entre l'émetteur et le récepteur (figure 2.2). Une approche de l'inversion

tomographique est d'utiliser le temps de trajet de l'onde directe pour obtenir la vitesse entre l'émetteur et le récepteur en considérant que l'onde se propage le long d'un rayon ou rai. D'après la théorie de l'optique géométrique, chaque onde transmise peut-être associée à un rayon de longueur l . Ce rayon est une courbe décrivant la trajectoire de l'onde entre l'émetteur et le récepteur. Le milieu étudié, c'est-à-dire se situant entre la source et le capteur, est discrétisé en N cellules. Le temps de parcours t_i de l'onde est lié à la lenteur s ($s = 1/v$) et à la trajectoire de l'onde l :

$$t_i = \sum_{j=1}^N s_j l_{ij} \quad (2.6)$$

où l_{ij} représente la longueur du rai i dans la cellule j . Cette relation 2.6 peut-être définie pour chacun des rais enregistrés. Pour i rais et j cellules, on obtient un système d'équations qui s'écrit sous forme matricielle de la façon suivante :

$$\begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ t_3 \\ \vdots \\ t_i \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} l_{11} & l_{12} & \cdots & l_{1j} \\ l_{21} & l_{22} & \cdots & l_{2j} \\ l_{31} & l_{32} & \cdots & l_{3j} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ l_{i1} & l_{i2} & \cdots & l_{ij} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} s_1 \\ s_2 \\ s_3 \\ \vdots \\ s_j \end{pmatrix} \quad (2.7)$$

soit

$$t = As$$

où t représente le vecteur des données, s représente le vecteur des paramètres et A représente la matrice contenant la longueur que parcourt chaque rai dans chaque cellule.

L'objectif de la tomographie de vitesse est de résoudre le système pour s . Il faut noter que le problème est non linéaire car d'après le principe de Fermat, les rais sont fonction du champ de lenteur. Cette non linéarité implique que le problème doit être résolu de façon itérative.

Inversion linéaire ou non linéaire En tomographie linéaire, on considère que les trajectoires entre l'émetteur et le récepteur sont linéaires. Dans l'équation 2.6, nous avons alors t et l et l'objectif est de trouver s . On parle alors d'approximation linéaire qui ignore

la dépendance de la trajectoire des rais par rapport à la distribution de vitesse.

Dans le problème de tomographie non linéaire, on a uniquement t et les positions des couples émetteur/récepteur. L'objectif est de déterminer l et s . Dans ce cas, on considère la dépendance de la trajectoire des rais par rapport à la distribution de vitesse.

En tomographie non linéaire, on utilise des rais non rectilignes. Ces derniers permettent d'améliorer la résolution spatiale (*Vasco et al.*, 1997). Toutefois, si le milieu investigué présente de forts contrastes de vitesse, les rais convergent vers les zones rapides et il devient difficile d'estimer les vitesses dans les zones lentes.

Quand on utilise des hautes fréquences et si la longueur d'onde du signal est faible comparée à la taille de l'anomalie (*Berryman*, 1991), l'approximation des rais (rectilignes et non rectilignes) n'est pas valide.

2.2.2 Tomographie d'atténuation

Plusieurs méthodes existent pour calculer l'atténuation d'un milieu. Dans ce paragraphe, nous allons présenter deux méthodes : le rapport d'amplitudes (*Olsson et al.*, 1992) et le centroïde de fréquence.

Rapport d'amplitudes

Pour une onde émise d'amplitude A_0 traversant un milieu et à une distance r du récepteur, l'amplitude A enregistrée s'écrit :

$$A = A_0 e^{-\int \alpha(l) dl} \frac{\Theta_{Tx} \Theta_{Rx}}{l} \quad (2.8)$$

avec $\alpha(l)$ l'atténuation de la cellule située à la distance l de la source et dl est le pas de discrétisation du milieu. Le rapport $(\Theta_{Tx} \Theta_{Rx})/l$ est un terme de correction qui prend en compte le diagramme de rayonnement des antennes émettrice et réceptrice, ainsi que la divergence géométrique.

Les termes A_0 , Θ_{Tx} et Θ_{Rx} sont en général approximés. Ce qui rend la tomographie d'amplitude moins robuste que la tomographie de vitesse. Cependant, si ces termes sont estimés et qu'on prend le logarithme de l'équation 2.8, on obtient l'équation suivante :

$$\overbrace{\ln(A_0) + \ln(\Theta_{Tx}\Theta_{Rx}) - \ln(Al)}^{\Gamma} = \int \alpha(l)dl \quad (2.9)$$

Cette équation a la même forme que l'équation 2.6 et peut donc se résoudre de la même façon.

Centroïde de fréquence

Une autre tomographie d'atténuation existe. Elle consiste à considérer le contenu fréquentiel des données. Elle a été introduite par *Quan and Harris* (1997) pour la tomographie sismique, et *Liu et al.* (1998) l'ont appliqué aux données GPR.

Le centroïde de fréquence d'un signal donné $X(f)$ est défini comme :

$$f_X = \frac{\int_0^\infty fX(f)df}{\int_0^\infty X(f)df} \quad (2.10)$$

et la variance :

$$\sigma_X^2 = \frac{\int_0^\infty (f - f_X)^2 X(f)df}{\int_0^\infty X(f)df} \quad (2.11)$$

Quan and Harris (1997) ont montré que la différence entre les centroïdes de fréquence de la source et du récepteur, f_s et f_r respectivement, est liée à l'intégrale de l'atténuation par :

$$f_s - f_r = B^2 \int_0^r \alpha_0 ds \quad (2.12)$$

où B^2 prend en compte la forme spectrale de la source et la variance du centroïde de fréquence. Pour un spectre gaussien, B^2 est égal à la variance σ_s^2 . Dans l'équation 2.12, les termes α_0 et f_s ne sont pas connus. Par contre, si α_0 et f_s sont déterminés pour un spectre de source de forme gaussienne et pour la i^{eme} trace :

$$\tau_i = \sum_{j=1}^N \alpha_j l_{ij} \quad (2.13)$$

avec $\tau_i = f(f_s - f_r^i)/\sigma_s^2$. Ce système linéaire peut-être résolu en utilisant le même algorithme développé en tomographie de vitesse.

2.3 Résolution du problème inverse

2.3.1 Méthodes des moindres carré

Une solution au problème inverse est :

$$m = G^{-1}d. \quad (2.14)$$

Normalement, le problème inverse consiste à calculer la matrice inverse de $G = G^{-1}$ et de multiplier ensuite cette matrice par les données d afin de calculer le modèle m . Typiquement, G^{-1} est impossible à calculer, car cette matrice est mal posée, mal conditionnée ou trop grande. En plus, la matrice G n'est pas carrée. Le nombre de rais est en général beaucoup plus grand que le nombre de cellules. Certaines cellules peuvent ne pas être traversées par un nombre suffisant de rais.

La résolution de l'équation se fera en minimisant l'expression suivante :

$$e = d^{est} - d^{obs} = Gm^{est} - d^{obs} \quad (2.15)$$

d^{obs} correspond aux données observées et d^{est} correspond aux données prédites ($d^{est} = Gm^{est}$, m^{est} est le modèle estimé). L'erreur carrée est :

$$e^T e = (Gm^{est} - d^{obs})^T (Gm^{est} - d^{obs}) \quad (2.16)$$

Cette expression correspond à la somme des carrés des différences entre données observées et données prédites pour chaque observation. Cette norme est directement liée à l'erreur quadratique moyenne e_{RMS} . Ce paramètre est utilisé pour tester la qualité du résultat obtenu et la rapidité de convergence des méthodes d'inversion itératives :

$$e_{RMS} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^m (d_i^{est} - d_i^{obs})^2}}{m} \quad (2.17)$$

Le problème est un problème de calcul élémentaire afin de trouver le minimum de l'équation 2.16. Ce minimum se trouve en posant les dérivées partielles des lenteurs (matrice m) dans chacune des cellules à zéro. Au point minimum, les lenteurs estimées satisfont :

$$G^T G m^{est} = G^T d^{obs} \quad (2.18)$$

Si on considère que $[G^T G]^{-1}$ existe, nous obtenons l'équation suivante :

$$m^{est} = [G^T G]^{-1} G^T d^{obs} \quad (2.19)$$

Cette équation correspond à la solution moindre carrée du problème inverse $Gm = d$.

Pour plus de détail sur la théorie inverse et la méthode des moindres carrés, vous pouvez consulter les livres de *Menke* (1989); *Tarantola* (1987).

2.3.2 Algorithmes d'inversion

En géophysique, les problèmes sont souvent mal conditionnés. $G^T G$ n'est donc pas inversible ou, du moins est instable. Les problèmes mal posés et mal conditionnés sont liés à des valeurs propres nulles ou proches de zéro dans la matrice $G^T G$. Beaucoup d'algorithmes d'inversion ont été développés :

- méthode de reconstruction simultanée (SIRT : "simultaneous iterative reconstruction technique") ;
- ART : technique de reconstruction algébrique (*Berryman*, 1991) ;
- méthode LSQR (*Paige and Saunders*, 1982) : dérivée du principe des gradients conjugués, LS est utilisé pour "least square" et QR pour l'appellation matricielle utilisée par les auteurs dans leur développement.

L'utilisation de la méthode LSQR s'est beaucoup généralisée. Cette méthode présente l'avantage de converger rapidement vers la solution et d'être peu sensible au mauvais conditionnement de la matrice.

Le bruit qui affecte les données peut engendrer des aberrations sur le résultat de l'inversion. Une façon d'exprimer la régularisation est de chercher à minimiser la fonction objective par moindres carrés :

$$||Gm^{est} - d^{obs}|| + \kappa ||D(m^{est} - m^0)|| \quad (2.20)$$

Dans cette équation κ est un scalaire et m^0 est le modèle de lenteur initial. D peut-être la dérivée première ("flatness") du champ de lenteur ou sa dérivée seconde ("smoothness"). Si D est une matrice identité, le problème de minimisation revient à rajouter une faible perturbation κ sur la diagonale $G^T G$. La solution est alors lissée. Si D est une dérivée du champ de lenteur, cela permet de diminuer les artéfacts liés aux données et permet d'obtenir une solution lissée en fonction du voisinage.

Conclusion Les méthodes d'inversion classiques se basent sur des a priori mathématiques et considèrent la régularité du milieu. Pour un milieu stratifié, ces méthodes d'inversion ne sont pas adaptées car elles ne considèrent pas les discontinuités de ce dernier.

Chapitre 3

Données acquises au niveau de la plaine alluviale de l'Adour

Dans cette partie, nous allons présenter les données acquises en tomographie radar au niveau de la plaine alluviale de l'Adour. Deux campagnes d'acquisition ont eu lieu : une en période humide et une en période sèche.

3.1 Caractéristiques de la zone d'étude

Au niveau de la zone étudiée, 10 puits ont été forés (figure 3.1) distants les uns des autres de 5 m et profonds de 6 m. Les acquisitions radar se sont faites dans des puits en utilisant des antennes de 250 MHz de fréquence centrale. Le matériel utilisé est un système RAMAC de la société Malâ Géosciences. Le pas d'échantillonnage pour l'acquisition des données est de 0.415 ns.

Deux campagnes d'acquisition ont eu lieu :

- une campagne en période humide : janvier 2004,
- une campagne en période sèche : juin 2005.

Le toit de la nappe en période humide se situait à 1 m de profondeur alors qu'en période sèche, il se situait à 3.4 m de profondeur. Lors du forage, des analyses granulométriques ont eu lieu sur plusieurs échantillons récupérés à des puits différents. Le tableau 3.1 donne le taux d'argile mesuré aux puits 5, 15, 30 et 45 en fonction de la profondeur.

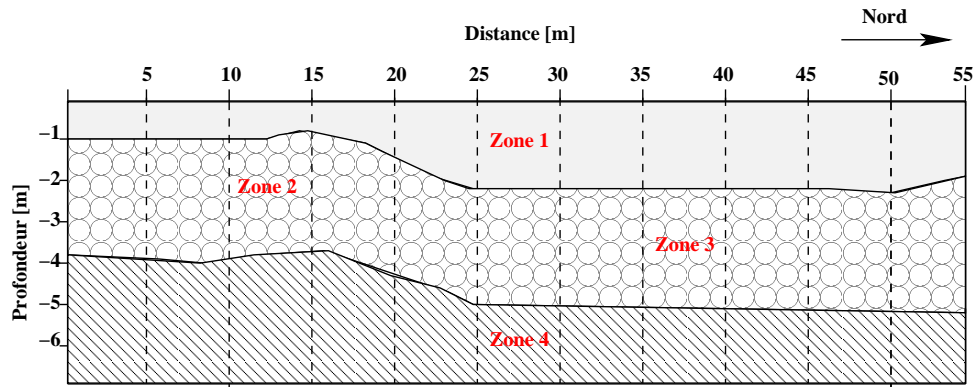


FIG. 3.1 – Lithologie a priori de la zone d'étude avec 4 zones et positions des puits à 5, 10, 15, ... et 50

Nous observons une couche argileuse en surface dont l'épaisseur augmente du puits 5 vers le puits 45. La lithologie de la figure 3.1 se base sur les résultats obtenus en radar de surface (*Sénéchal et al.*, 2005) et sur les analyses granulométriques. La zone 1 correspond à une couche superficielle caractérisée par un mélange de sables (24%), de limons (56%) et d'argiles (20%). La zone 2 et 3 sont sensiblement similaires avec un taux d'argile de 3%. Et la zone 4 est une couche constituée d'argile et de galets ; et correspondrait à la couche imperméable sur laquelle reposent les dépôts alluviaux et la nappe alluviale.

Profondeur [m]	Puits 5	Puits 15	Puits 30	Puits 45
0.0 – 0.5	21	22	23	24
0.5 – 1.0	12	8	23	26
1.0 – 1.5	3	4	22	24
1.5 – 2.0	3	3	7	11
2.0 – 2.5	4	3	2	11
2.5 – 3.0				
3.0 – 3.5				
3.5 – 4.0			4	5

TAB. 3.1 – Teneur d'argile en % dans les puits se situant à 5, 15, 30 et 45 m en fonction de la profondeur

Avec les données acquises au niveau de cette plaine alluviale, nous voyons que notre milieu est stratifié avec une importante hétérogénéité granulométrique et une teneur en eau variable suivant les saisons. Dans la suite, nous parlerons de l'acquisition, du traitement et de l'inversion des données en tomographie radar.

3.2 Géométrie d'acquisition

3.2.1 Période humide

Les données ont été acquises en janvier 2004. À cette période, le toit de la nappe se situait à 1 m de profondeur. Pour chaque paire de puits trois séries de mesures ont été effectuées avec des géométries différentes :

1. L'émetteur se trouve dans le puits 2 et le récepteur dans le puits 1. L'émetteur et le récepteur se déplacent de 10 cm. À une position émetteur correspond 46 positions du récepteur (plus ou moins une position) (fig.3.2(a)).
2. L'émetteur est en surface et le récepteur est dans le puits 1. Le pas d'acquisition entre chaque émetteur est de 20 cm et entre chaque récepteur de 10 cm (fig.3.2(b)).
3. L'émetteur est en surface et le récepteur est dans le puits 2. Le pas d'acquisition entre chaque émetteur est de 20 cm et entre chaque récepteur de 10 cm (fig.3.2(c)).

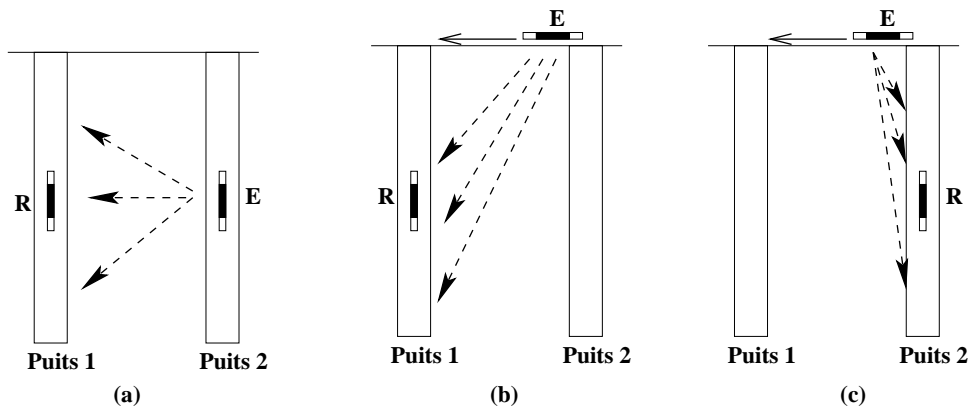


FIG. 3.2 – Différentes géométries d'acquisition en période humide (a) géométrie puits/puits (b) et (c) géométries surface/puits (E : émetteur et R : récepteur)

Neuf panneaux tomographiques ont été acquis et sont décrits de la manière suivante :

- panneau tomographique 5/10 : traces obtenues entre les puits 5 et 10 ;
- panneau tomographique 10/15 : traces obtenues entre les puits 10 et 15 ;
- panneau tomographique 15/20 : traces obtenues entre les puits 15 et 20 ; et ainsi de suite pour les panneaux tomographiques 20/25, 25/30, 30/35, 35/40, 40/45 et 45/50.

Le nombre de traces différent au niveau de chaque panneau tomographique (tableau 3.2) est du à la diminution de la profondeur des puits à cause d'un comblement partiel de ces derniers, et à la longueur de antennes qui font en moyenne 1.5 m de long.

Panneau	5/10	10/15	15/20	20/25	25/30	30/35	35/40	40/45	45/50
Nombre de traces	4391	4435	4471	4492	4411	4454	4377	4436	4538

TAB. 3.2 – Nombre de traces par panneau tomographique en période humide

3.2.2 Période sèche

Les mesures ont été enregistrées en juin 2005 et le toit de la nappe se situait à 3.4 m de profondeur. Lors de cette acquisition, uniquement les puits 5 et 10 ont été utilisés. Nous pourrions par la suite faire des comparaisons avec les données acquises en période humide.

Pour ces mesures, uniquement la géométrie puits/puits a été utilisée (fig.3.2(a)) :

1. Acquisition en émetteur commun : l'émetteur se trouve dans le puits 10 et le récepteur dans le puits 5, avec un pas d'acquisition de 10 cm ;
2. Acquisition en émetteur commun : l'émetteur se trouve dans le puits 5 et le récepteur dans le puits 10, avec un pas d'acquisition de 10 cm ;

Le tableau 3.3 nous donne le nombre de traces par acquisition où EP_{com10} et EP_{com5} correspondent aux acquisitions (1) et (2), respectivement.

Panneau	EP_{com10}	EP_{com5}
Nombre de traces	1978	1892

TAB. 3.3 – Nombre de traces par panneau tomographique en période sèche

3.3 Traitement des données

Je vais présenter les traitements appliqués aux données acquises en période humide et en période sèche.

Dans un premier temps, nous supprimons la composante continue du signal, évaluée avant la première arrivée. Pour cela, l'amplitude moyenne avant la première arrivée pour chacune des traces, est déterminée. Cette amplitude moyenne est ensuite soustraite à l'amplitude de chacun des échantillons de la trace.

3.3.1 Détermination du temps t_0 du signal

Principe Le début du signal émis par l'émetteur n'est pas enregistré par l'unité de contrôle. Le récepteur enregistre un signal mais on ne sait pas quand ce dernier a été émis. Différentes méthodes existent pour déterminer le t_0 . Dans notre cas, nous avons fait des acquisitions dans l'air avant et/ou après l'acquisition de chaque panneau tomographique. La vitesse d'une onde électromagnétique dans l'air est connue, elle est de 0.30 m/ns et la distance émetteur/récepteur est fixée.

Période humide Il y a eu 5 combinaisons émetteur/récepteur pour l'acquisition dans l'air. Ces combinaisons correspondent à des distances émetteur/récepteur différentes, variant de 1 à 5 m. On pointe le temps de première arrivée pour les cinq traces obtenues dans l'air. Le pointé est fait manuellement et on pointe le passage en zéro. Puis, le temps pointé pour chaque trace est représenté en fonction de la distance émetteur/récepteur correspondante. Enfin, une régression linéaire est effectuée sur les temps pointés. L'ordonnée à l'origine de la droite calculée correspond au t_0 et l'inverse de la pente de cette droite, nous donne la vitesse dans l'air qui doit normalement être de 0.30 m/ns. La figure 3.3 présente la détermination du t_0 pour le panneau 40/45 avant et après acquisition des données.

Le tableau 3.4 présente les t_0 calculés pour chaque panneau tomographique.

Panneau	5/10	10/15	15/20	20/25	25/30	30/35	35/40	40/45	45/50
t_0 début d'acquisition	2.26	14.48	5.73	5.81	6.04	6.25	2.68	4.32	2.24
t_0 fin d'acquisition	—	—	—	—	—	—	—	0.57	1.49

TAB. 3.4 – Valeur de t_0 en ns pour chaque panneau tomographique en période humide

Pour les panneaux 40/45 et 45/50, les valeurs de t_0 de fin et de début d'acquisition sont différentes. Cet écart pourrait refléter ce que l'on appelle la dérive instrumentale. Pour vérifier que le calcul des t_0 est correct, il faut se baser sur les vitesses dans l'air, correspondant à l'inverse de la pente des régressions linéaires. La dispersion résiduelle en nombre d'échantillon reflète l'incertitude sur le pointé du début des signaux ; elle varie entre 0.80 et 4.36 échantillons (tableau 3.5). Si on passe ces valeurs en temps, on obtient une incertitude de 0.33 à 1.81 ns sur la valeur du t_0 . Les panneaux 40/45 et 45/50 qui suggèrent un problème de dérive instrumentale, ne présentent pas des valeurs d'incertitudes aberrantes,

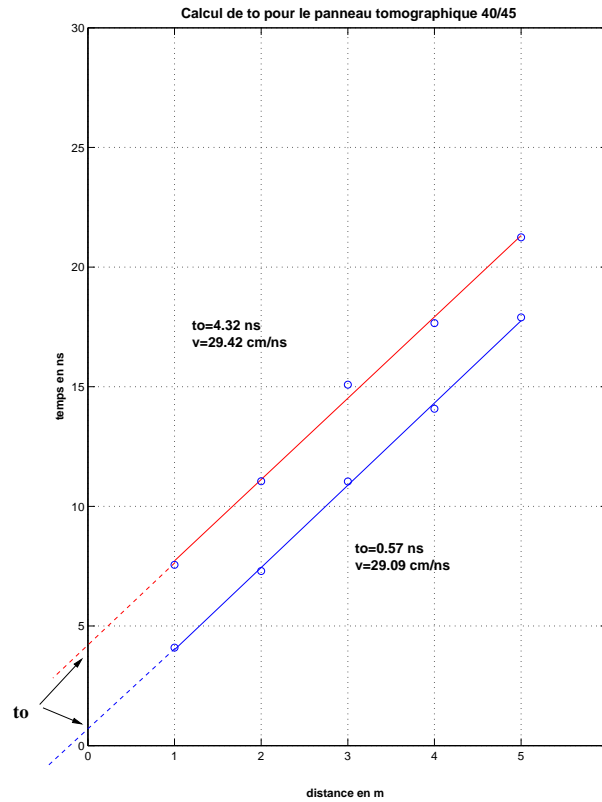


FIG. 3.3 – Détermination du t_0 avant et après acquisition du panneau tomographique 40/45

permettant d'éliminer une des deux valeurs (fin ou début d'acquisition). Pour ces deux derniers panneaux, nous avons pris la valeur du t_0 déterminée en début d'acquisition, afin d'être cohérent avec les acquisitions précédentes.

Panneau	5/10	10/15	15/20	20/25	25/30	30/35	35/40
V_{air} [m/ns]	-	0.32	0.27	0.32	0.32	0.32	0.27
Imprécision (nb ech.)	-	2.64	3.85	2.65	2.90	1.90	4.10

Panneau	40/45		45/50	
	Début acquisition	Fin acquisition	Début acquisition	Fin acquisition
V_{air} [m/ns]	0.29	0.29	0.27	0.28
Imprécision (nb ech.)	0.80	1.27	4.36	2.85

TAB. 3.5 – Imprécision au niveau des t_0 (V_{air} : vitesse dans l'air, et nb ech. : nombre d'échantillon)

Période sèche À l'instar des données acquises en période humide, nous allons également déterminer les t_0 pour les acquisitions en période sèche. Une acquisition a été faite dans l'air avant chaque acquisition des panneaux tomographiques. Il y a eu 5 combinaisons émetteur/récepteur, ces combinaisons correspondent à des distances variant de 5 m à 25

m. Le tableau 3.6 nous donne les valeurs des t_0 pour les deux panneaux tomographiques acquis en période sèche.

Panneau	EPcom10	EPcom5
t_0 [ns]	-16.13	-15.89

TAB. 3.6 – Valeur de t_0 en ns pour chaque panneau tomographique en période sèche

On peut noter que les valeurs de t_0 obtenues en période sèche (tableau 3.6) sont négatives, comparées à celles obtenues en période humide qui sont positives. Pour des valeurs positives les traces vont être raccourcies de t_0 et pour des valeurs négatives elles seront rallongées.

Il existe donc deux types d'erreur au niveau du t_0 . Tout d'abord, il y a l'erreur sur la détermination du t_0 . Cette erreur est un décalage constant au niveau des temps de première arrivée. *Hollender* (1999) montre l'effet d'une indétermination sur l'inversion. Les artéfacts observés s'organisent symétriquement autour du centre du tomogramme.

L'autre erreur s'appelle la dérive instrumentale ou dérive du t_0 . Cette fois un décalage variable sera ajouté aux temps de première arrivée. *Hollender* (1999) observe que de forts contrastes de vitesse apparaissent et sont localisés le long du puits ou l'émetteur se déplace.

3.3.2 Filtrage et pointé des temps de première arrivée

Interférences des signaux

Dans les milieux sédimentaires, d'importants contrastes de vitesse EM apparaissent. Ces contrastes sont liés à la nature du milieu étudié. En effet, la vitesse EM du milieu est principalement contrôlée par la permittivité. Le milieu que nous étudions est composé de différents matériaux géologiques : sable, argile, limon et galets. Il comporte différentes phases : solide, gazeuse et liquide. De plus, l'hétérogénéité granulométrique amène une porosité variable et la teneur en eau du milieu varie en fonction des saisons. Ces caractéristiques du milieu causent des forts contrastes de vitesse. Ces derniers sont la raison des différentes trajectoires d'onde dans le milieu. Le schéma 3.4(a) nous présentent les différentes trajectoires qui peuvent apparaître dans ces milieux : directe, conique et réfléchie.

Il a été montré que les trajectoires directes et coniques arrivent au récepteur avant la réfléchie (*Ferré et al.*, 2003; *Hammon et al.*, 2003; *Rucker and Ferré*, 2003). Le radargramme de la figure 3.4(b) correspond au point de tir du panneau tomographique 5/10 en période humide, avec un émetteur à 0.3 m de profondeur. Nous voyons apparaître sur ce point de tir deux types d'onde : la transmise et la conique. La transmise présente une forme hyperbolique alors que la conique présente une forme linéaire. Ces coniques apparaissent dans les données lorsque les antennes émettrice et le réceptrice se situent proche de la surface du sol ou proche d'une couche à grande vitesse. Sur ce point de tir la transmise et la conique sont bien différenciées pour les premières positions récepteur. Par contre, pour les dernières positions récepteur, nous avons des interférences entre transmise et conique. Si nous décidons de pointer la transmise, il faudra trouver une méthode pour différencier transmise et conique, ou simplement supprimer les signaux où transmise et conique interfèrent.

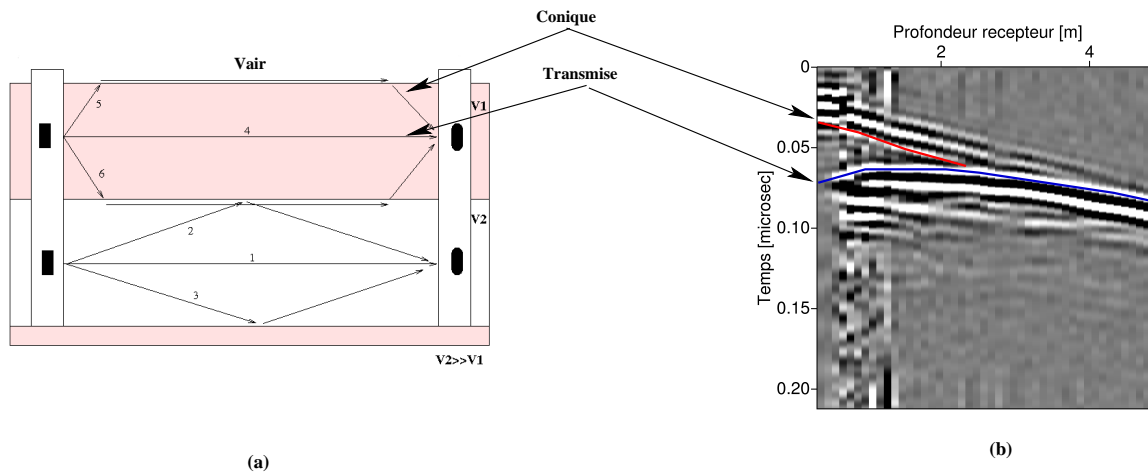


FIG. 3.4 – Trajectoires des ondes EM dans un milieu stratifié et à forts contrastes de vitesse (a) Trajectoires schématisées avec V_2 vitesse élevée et V_1 vitesse lente : les notations 1 et 4 correspondent à la directe, 2 et 3 à la réfléchie et 5 et 6 à la conique (b) Point de tir du panneau tomographique 5/10 où l'émetteur se situe à 0.3 m de profondeur, en période humide (courbe rouge : conique et courbe bleue : transmise)

Filtrage et pointé

Un filtre passe bande est appliqué aux données afin de conserver la bande de fréquence utile. Le filtrage permet de s'affranchir de signaux parasites et donc de faciliter le pointé. Ceci est possible lorsque ces derniers présentent des caractéristiques fréquentielles diffé-

rentes de celles du signal qui nous intéresse. Le filtre passe bande appliqué est 10-50-250-300 MHz. Après filtrage, il est difficile de récupérer l'onde qui nous intéresse, c'est-à-dire la transmise étant donné que la conique a la même bande de fréquence.

Ne pouvant éliminer la conique, nous avons décidé de pointer toutes les premières arrivées quelques soient leur trajectoire (transmise ou conique). Les coniques peuvent être utiles, puisqu'elles contiennent également des informations sur le milieu. Le pointé de nos données a été fait de façon semi-automatique. Nous avons pointé le passage en zéro. Cette méthode consiste à relever la position, en nombre d'échantillon, où le signal s'annule entre deux pics positifs et négatifs successifs. L'algorithme de pointé utilisé a été mis en oeuvre sous *MATLAB*[®] par *Hollender* (1999). Les pointés anomaux ont été corrigés manuellement.

Nous avons évalué notre erreur sur les pointés à plus ou moins 3-4 échantillons soit plus ou moins 1.5 ns.

3.3.3 Suppression des données bruitées

Un paramètre important dans l'inversion tomographique est la tolérance au bruit. Quand la valeur de la fonction objective est plus petite que la tolérance fixée en début d'inversion, l'inversion s'arrêtera. Si la valeur de la fonction objective est plus petite que le niveau de bruit, le modèle interprète le bruit contenu dans les données. Dans ce cas, le modèle contient nécessairement des caractéristiques liées au bruit (*Clement*, 2006).

Nous avons calculé le rapport signal sur bruit (S/N) de chaque trace. Et, nous avons éliminé les traces pour lesquelles ce rapport était inférieur à 1, étant donné que dans ce cas, le bruit est supérieur au signal. Pour ce calcul de S/N , nous avons tout simplement mesuré l'amplitude en bruit sur la partie de la trace où il n'y a pas de signal et mesurer l'amplitude sur la zone de la trace où on a un signal. Ensuite, nous avons fait le rapport des deux pour chaque trace (figure 3.5). La série de donnée en figure 3.5 correspond à un point de tir entre les puits 5 et 10 en période humide, et à une position émetteur de 2.8 m de profondeur. Sur cette figure, nous avons positionné les zones de mesure des amplitudes.

Les tableaux 3.7 et 3.8 nous donnent le nombre de traces supprimées pour les acquisitions puits/puits (P/P) par panneau tomographique en périodes humide et sèche, respectivement.

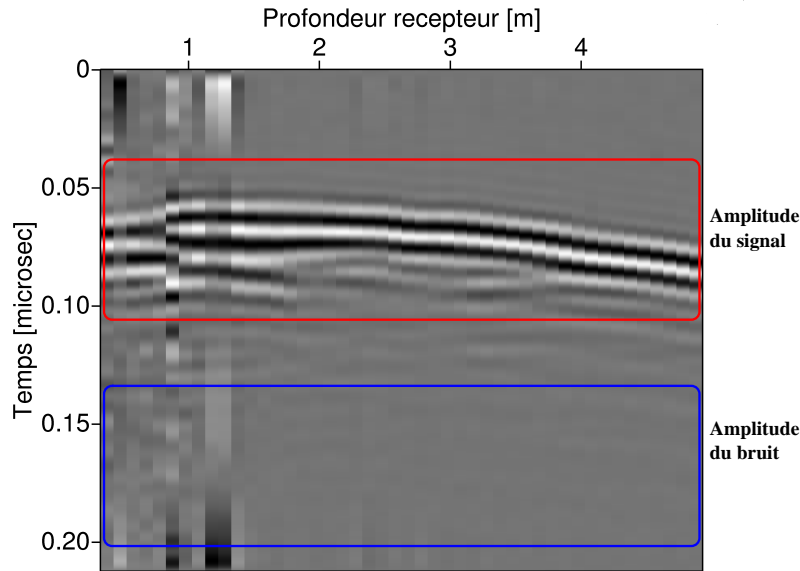


FIG. 3.5 – Zones de mesure des amplitudes pour le rapport signal sur bruit : radargramme correspondant à un point de tir du panneau 5/10 avec l'émetteur à 2.8 m de profondeur en période humide

Panneau	5/10	10/15	15/20	20/25	25/30	30/35	35/40	40/45	45/50
Nb de traces supprimées	21	59	120	136	91	105	41	62	132

TAB. 3.7 – Nombre de traces supprimées pour chaque panneau tomographique en période humide et pour l'acquisition puits/puits (P/P), du au rapport S/N trop faible

Panneau	EPcom10	EPcom5
Nb de traces supprimées	12	31

TAB. 3.8 – Nombre de traces supprimées pour chaque panneau tomographique en période sèche et pour l'acquisition puits/puits (P/P), du au rapport S/N trop faible

3.4 Calcul des vitesses moyennes

Les figures 3.6a, 3.7a, 3.8a et 3.9a représentent les diagrammes des temps de première arrivée pointés en fonction de la longueur des rais correspondants, pour les périodes humide et sèche. On calcule par régression linéaire, la droite qui représente au mieux le nuage de point obtenu. L'inverse de la pente de cette droite, nous donnera un vitesse moyenne du milieu. Ce type de diagramme est fiable lorsque l'on travaille sur des ondes transmises. Dans notre cas, nous avons décidé de prendre en compte les coniques. De ce fait, la détermination de la vitesse moyenne ne sera considérée qu'à titre qualitatif. On trouve la

vitesse la plus importante de 0.087 m/ns pour le panneau 5/10. Cette vitesse moyenne diminue en partant du puits 5 vers le puits 50. Pour le panneau 45/50 la vitesse moyenne est de 0.062 m/ns.

Les deux acquisitions en période sèche, pour le panneau 5/10, donnent à peu près les mêmes vitesses moyennes : 0.086 et 0.083 m/ns. Entre périodes humide et sèche, les vitesses moyennes sont proches. La différence entre les saisons, ne peut être observée à partir des vitesses moyennes. Pour pouvoir effectuer une comparaison plus fiable, nous avons procédé à l'étude des rais ZOP (Zero-Offset Profile : figure 3.10(b)). Les rais ZOP correspondent aux trajectoires pour lesquelles émetteur et récepteur sont à la même profondeur. La figure 3.10(a) compare les profils de temps obtenus en périodes humide et sèche, pour le panneau 5/10. Nous pouvons noter que la plus grande différence en temps intervient dans la zone de battement de la nappe entre 1 m et 3.4 m de profondeur.

Les figures 3.6b, 3.7b, 3.8b et 3.9b montrent les vitesses calculées (distance source/récepteur divisée par le temps de trajet observé) en fonction de l'angle source/récepteur des rais. Pour un milieu homogène isotrope, les points devraient s'aligner le long d'une ligne horizontale. Des variations latérales de vitesse et/ou une anisotropie du milieu induiraient une déviation par rapport à l'horizontale. Ce type de déviation montre que les variations dues à l'anisotropie ne pourront être distinguées de l'hétérogénéité latérale (*Grechka and McMechan, 1995*).

En période humide, nous voyons que les temps pointés s'alignent suivant une horizontale sauf pour quelques points. Ces temps qui donnent des vitesses importantes correspondent aux coniques que nous avons décidé de prendre en compte. En période sèche, nous avons une légère déviation par rapport à l'horizontale pour les rais ayant des angles compris entre -20 et +20 °.

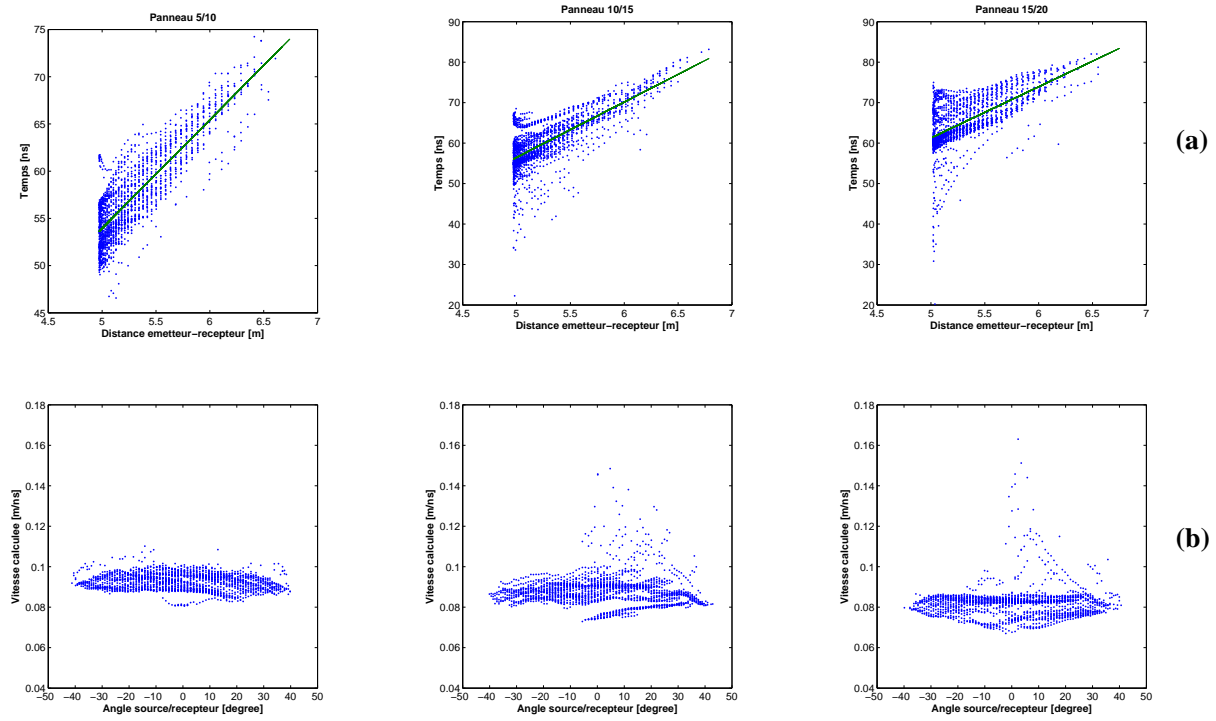


FIG. 3.6 – (a) Temps de trajet observés en fonction de la distance entre émetteur et récepteur
(b) Vitesse calculée (distance émetteur/récepteur divisée par le temps observé) en fonction de l'angle source/récepteur pour les panneaux 5/10, 10/15 et 15/20 en période humide

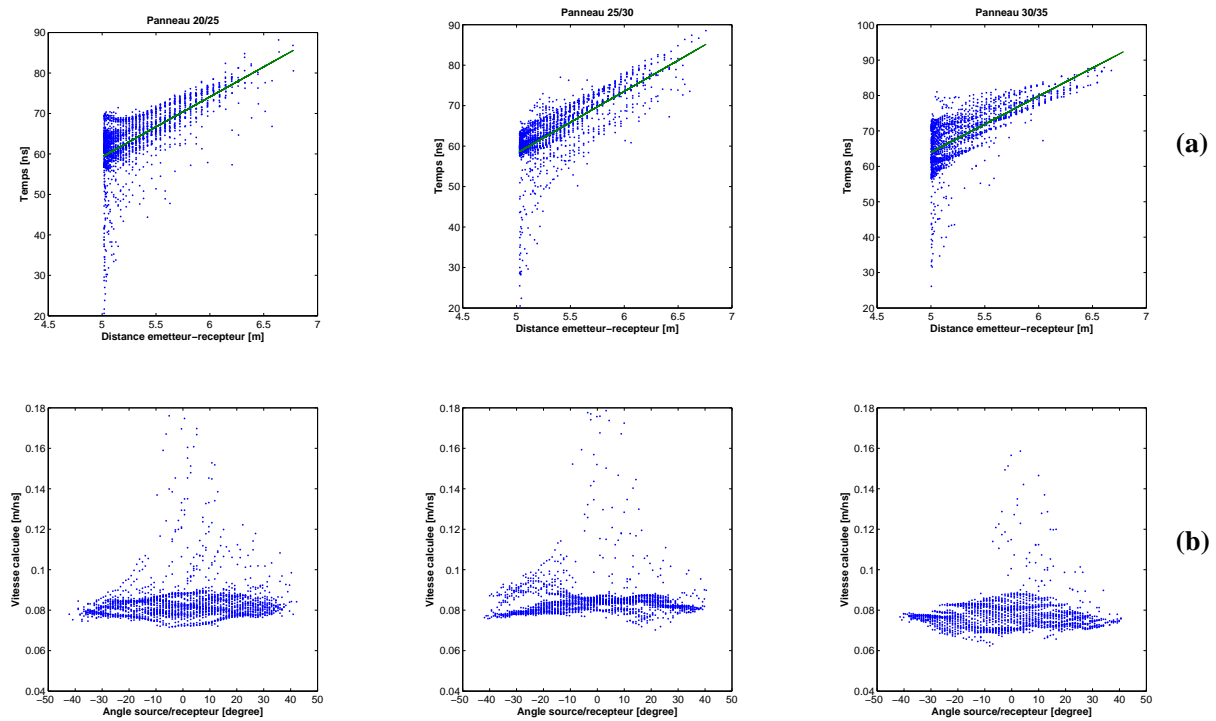


FIG. 3.7 – (a) Temps de trajet observés en fonction de la distance entre émetteur et récepteur
(b) Vitesse calculée (distance émetteur/récepteur divisée par le temps observé) en fonction de l'angle source/récepteur pour les panneaux 20/25, 25/30 et 30/35 en période humide

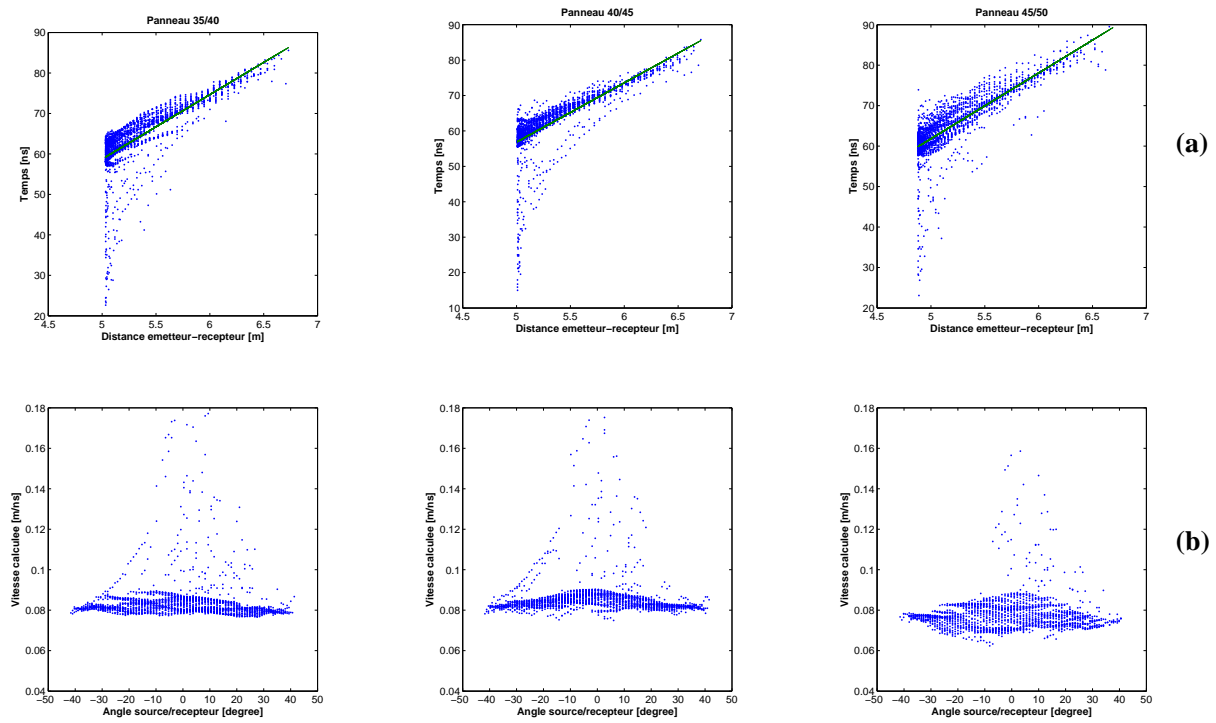


FIG. 3.8 – (a) Temps de trajet observés en fonction de la distance entre émetteur et récepteur
 (b) Vitesse calculée (distance émetteur/récepteur divisée par le temps observé) en fonction de l'angle source/récepteur pour les panneaux 35/40, 40/45 et 45/50 en période humide

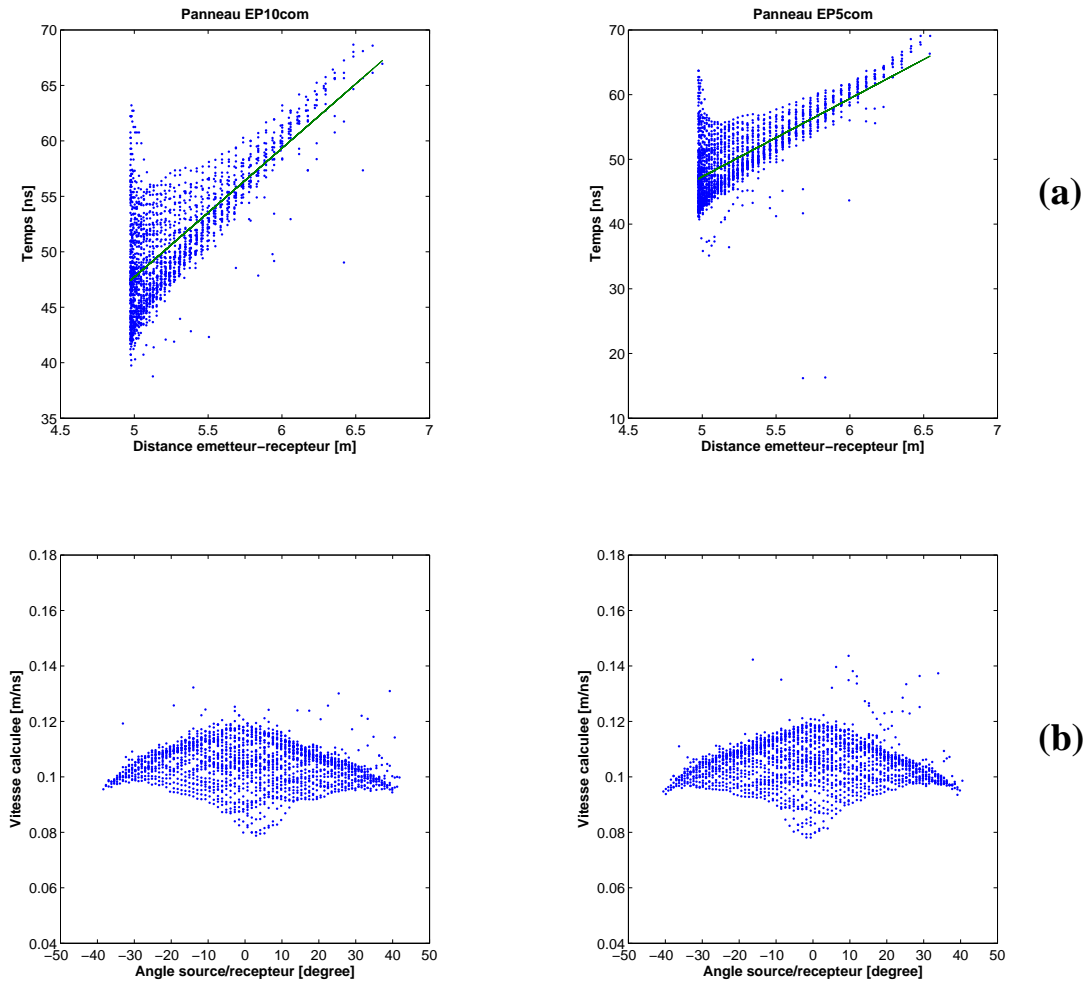


FIG. 3.9 – (a) Temps de trajet observés en fonction de la distance entre émetteur et récepteur (b) Vitesse calculée (distance émetteur/récepteur divisée par le temps observé) en fonction de l'angle source/récepteur pour les panneaux EP10com et EP5com en période sèche

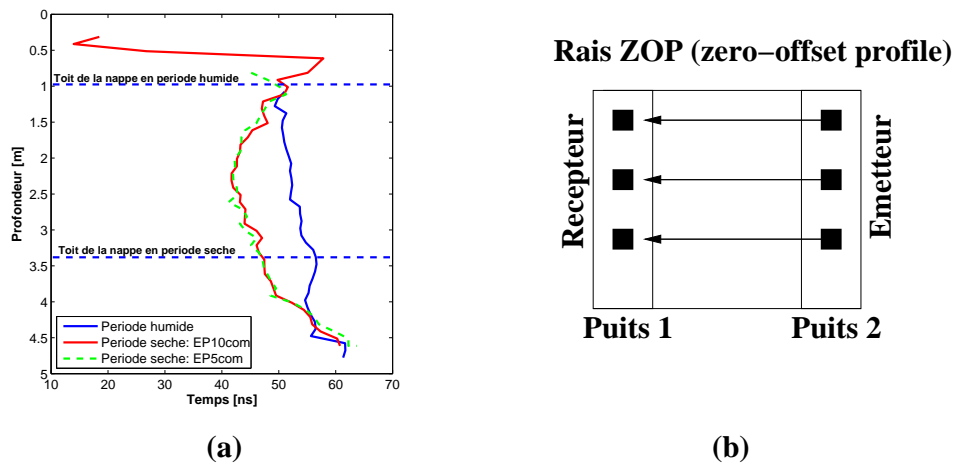


FIG. 3.10 – Profils des temps de première arrivée en fonction de la profondeur, déterminés à partir des rais ZOP (a) Comparaison entre périodes humide et sèche (b) Rais ZOP

3.5 Spectres d'amplitude

Même si ces informations ne seront pas exploitées par la suite, nous avons également calculé la fréquence centrale de quelques signaux pour les panneaux 5/10 à 45/50, en période humide. Les signaux utilisés correspondent aux rais ZOP et les fréquences centrales de ces derniers correspondent aux centroïdes de fréquence présentés par *Quan and Harris* (1997). À partir du spectre d'amplitude, on calcule une fréquence centrale et la variance à cette fréquence (figure 3.11). À partir du puits 20, les signaux acquis entre 0 et 2 m de profondeur sont fortement bruités. La fréquence diminue et la variance augmente dans cette zone. Cet effet est lié à l'épaisseur de la couche atténuante en surface qui augmente. La présence d'argile atténue les signaux et rend difficile le calcul de la fréquence centrale.

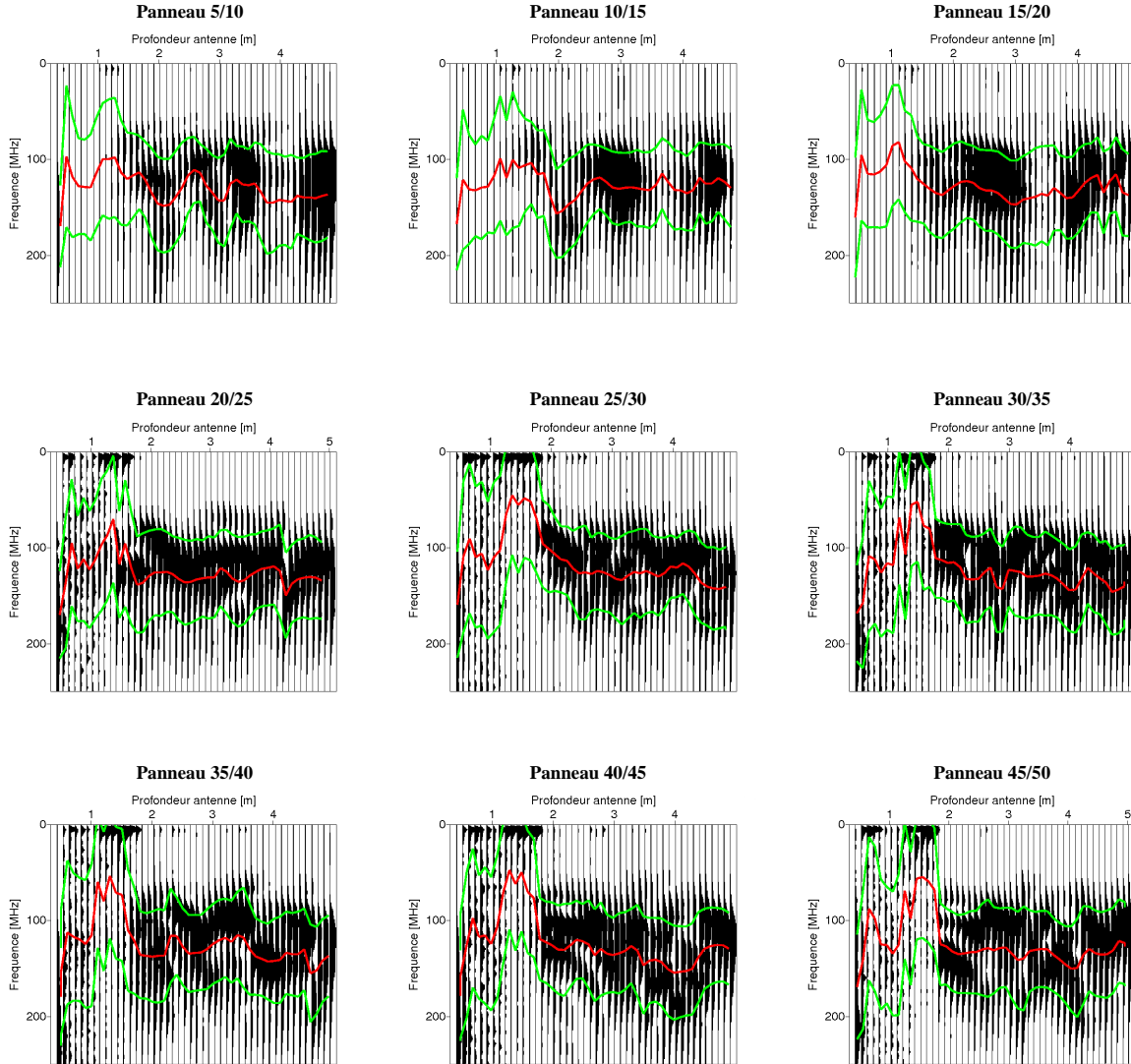


FIG. 3.11 – Spectres d'amplitude calculés pour les signaux où émetteur et récepteur sont à la même profondeur, et pour les panneaux tomographiques 5/10 à 45/50 en période humide

Chapitre 4

Méthodologie d'inversion et validation

Nous avons vu précédemment que le radar géologique permettait de déterminer certaines propriétés physiques du sol telle que sa teneur en eau. Cette dernière est reliée à la permittivité diélectrique du milieu sachant que la permittivité est reliée à la vitesse de propagation de l'onde EM dans le milieu. Afin de déterminer la distribution spatiale de la vitesse EM entre deux puits, nous avons développé une méthodologie d'inversion. Dans cette partie, nous nous concentrerons sur la présentation de cette dernière qui permet l'inversion des temps de première arrivée et dont la particularité est d'utiliser un nombre limité de paramètres. Elle a été développée pour des milieux stratifiés avec d'importants contrastes de permittivité diélectrique. Dans ce cas, les temps de première arrivée sont souvent associés à des ondes coniques qui se propagent partiellement dans l'air ou dans des couches à grandes vitesses. Notre méthodologie prend en compte les temps de première arrivée quelque soit le type d'onde (directe, conique).

Dans un premier temps, nous présenterons en détail le principe de l'inversion. Puis, nous l'appliquerons à des données synthétiques pour évaluer sa capacité à retrouver des solutions.

4.1 Hypothèses de l'inversion

Cette idée d'inversion a été développée par rapport au site étudié.

1. Nous sommes sur une zone alluviale avec une organisation horizontale, milieu 1D

(décrit en introduction). À cause de cette structure géologique, le milieu sera décrit par des couches sub-horizontales et homogènes.

2. Nous considérons un milieu peu conducteur pour que les ondes électromagnétiques puissent se propager. Nous négligeons donc l'effet de la diffusion. Cette hypothèse est importante car elle nous permet de simplifier la relation entre la vitesse et la constante diélectrique.
3. L'anisotropie est une propriété inhérente à la structure atomique et moléculaire du diélectrique considéré. Dans un matériel anisotrope, la permittivité électrique dépend des trois directions de l'espace x, y, z . Nous avons représenté dans la partie 3.4, les vitesses calculées en fonction de l'angle émetteur/récepteur. Nous avons pu noter que pour les panneaux tomographiques en période humide, les répartitions des vitesses calculées suivaient une droite horizontale. En période sèche, on trouve également une droite horizontale mais avec une légère dispersion. Nous considérerons que l'anisotropie de notre milieu est faible et dans notre inversion elle sera négligée.

4.2 Théorie de l'inversion

Le schéma 4.1 décrit notre méthodologie d'inversion. Elle tend à minimiser la différence entre les temps de trajet observés venant d'une acquisition en multi-offset aux temps de trajet calculés.

Pour l'inversion, il est nécessaire de fournir un modèle de départ (ou initial).

4.2.1 Détermination du modèle initial

En radar de puits, nous pouvons considérer trois modes d'acquisition (figure 4.2) :

MOP : multi-offset profile (figure 4.2(a)) Les temps de première arrivée de toutes les mesures sont utilisés pour former une image à deux dimensions de la distribution de vitesse entre les deux puits (*Redman et al.*, 2000). Pour extraire des informations hautes résolutions et fiables des résultats venant de ce type d'inversion, un traitement très précis des données doit être fait (*Peterson*, 2001).

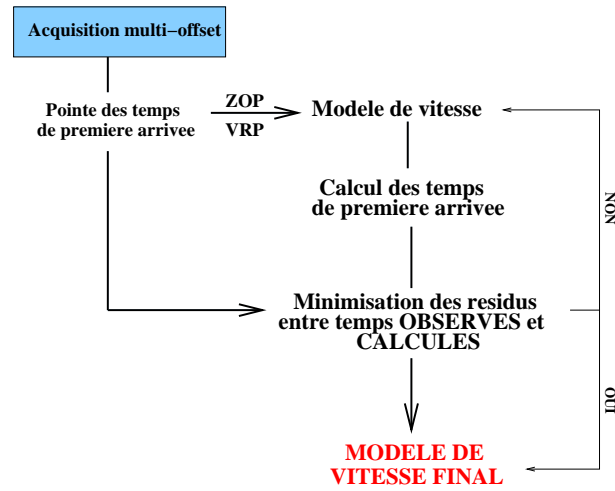


FIG. 4.1 – Méthodologie d'inversion

ZOP : zero-offset profile (figure 4.2(b)) En mode ZOP, les antennes (émetteur et récepteur) sont dans deux puits distincts de telle sorte que leurs milieux soient toujours à la même profondeur. Connaissant le temps de trajet de l'onde directe et la distance séparant les deux puits, nous pouvons calculer la distribution de vitesse et de permittivité diélectrique entre les deux puits. Le mode ZOP est une approche attractive pour obtenir un profil de mesure de la teneur en eau de la zone non saturée du sol avec une haute résolution spatiale et un grand volume d'échantillonnage (*Rucker and Ferré, 2005*).

VRP : vertical radar profile (figure 4.2(c)) Le mode VRP consiste à positionner l'émetteur en surface et à déplacer le récepteur dans un puits (*Knoll and Clement, 1999*). L'avantage de cette méthode est l'utilisation d'un seul puits. Par contre, l'acquisition sera vite limitée par la profondeur de pénétration.

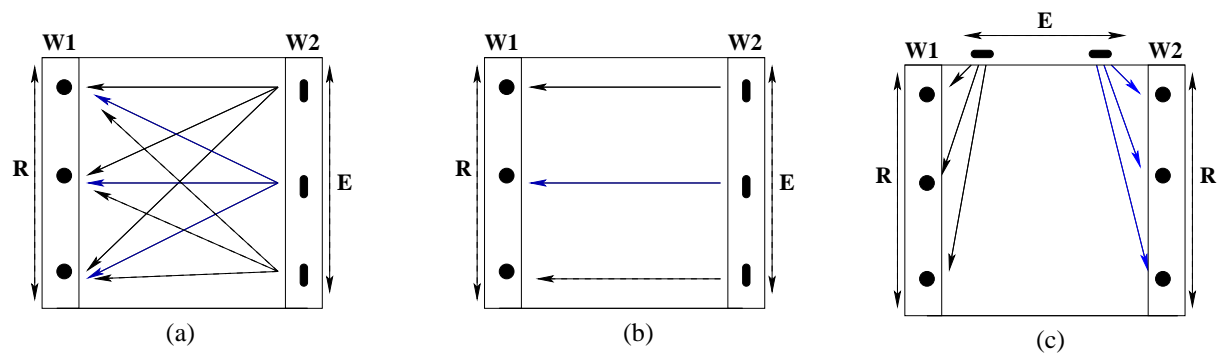


FIG. 4.2 – Trois modes d'acquisition en tomographie radar (a) MOP : Multi-Offset Profile (b) ZOP : Zero-Offset Profile (c) VRP : Vertical Radar Profile (E : émetteur et R : récepteur)

Pour débiter l'inversion, il faut déterminer un modèle de vitesse de départ. Nous proposons deux cas simples :

1. si un seul panneau tomographique doit être inversé, nous utilisons les temps de trajet correspondant au mode ZOP pour déterminer un profil de vitesse en fonction de la profondeur.
2. si nous voulons inverser simultanément plusieurs panneaux contigus, nous utilisons les temps de trajet correspondant au mode VRP à chaque tête de puits pour déterminer un profil de vitesse.

Dans le cas (1), les temps de trajet correspondant aux trajectoires ZOP sont récupérés. Puis, pour chaque rai ZOP nous divisons la distance entre puits (qui est fixée) par le temps observé afin d'obtenir un profil de vitesse en fonction de la profondeur. Les limites de couche sont localisées où les vitesses obtenues changent rapidement et les valeurs de vitesse sont fixées en se basant sur les plateaux.

Dans le cas (2), c'est-à-dire lorsque l'on considère plusieurs panneaux contigus, nous nous basons sur les VRP à chaque tête de puits. À partir des pointés des données VRP, nous calculons un profil de vitesse. La détermination du profil de vitesse se fait suivant le calcul $v = dz/dt$. Les interfaces entre couches seront déterminées à partir des réflexions observés aux niveau du point de tir. La figure 4.3 présente un point de tir en mode VRP. Pour cette série de données, l'émetteur se situe en tête du puits 5 et le récepteur descend dans le puits 5. Sur ce tomogramme, nous avons positionné une interface à la profondeur z_1 .

Pour la détermination des modèles initiaux, nous nous sommes basés sur les données que nous avons en espérant être au plus proche de la solution. Nous pensons que les modèles obtenus des ZOP ou VRP fournissent un bon point de départ pour l'inversion.

4.2.2 Méthode d'inversion

4.2.3 Principe

Nous allons décrire le milieu par des couches homogènes et sub-horizontales. Le modèle entre deux puits est construit à partir d'un petit nombre de paramètres décrivant chaque couche. Ce vecteur de paramètres correspond à une vitesse et à une ou deux épaisseurs par

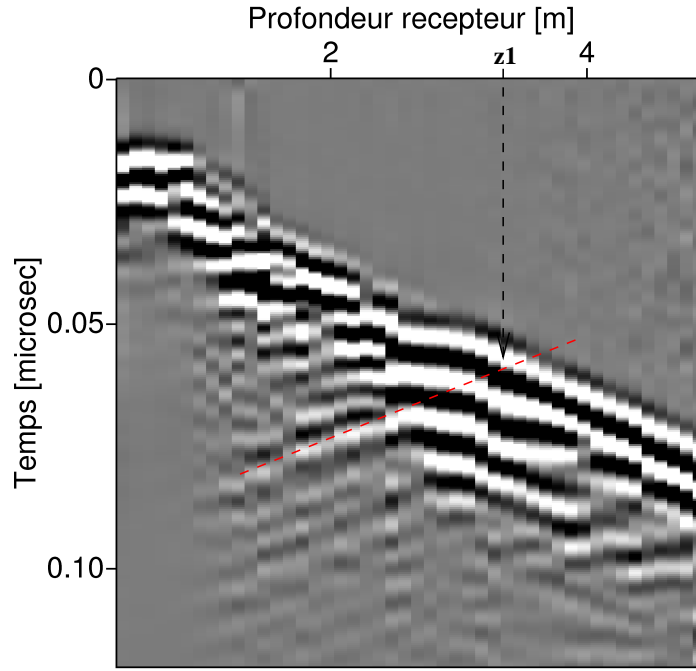


FIG. 4.3 – VRP pour le panneau 5/10. L'émetteur est en tête du puits 5 et le récepteur descend dans le puits 5 : position d'une interface à la profondeur $z1$

couche ; soit $p = (p_j)_{j=1,m}$ ce vecteur de paramètres. Le fait d'utiliser deux épaisseurs, une à chaque puits, permet la prise en compte du pendage des couches. Soit $r = (r_{ik})_{i=1,n;k=1,l}$ une série de rayons pour k panneau tomographiques, $D = D(r_{ik})_{i=1,n;k=1,l}$ les données observées c'est-à-dire les temps de trajet correspondant à la série de rayons, et $F(p, r_{ik})$ une fonction qui peut estimer ces temps de trajet pour un modèle p donné. Notre but est de déterminer le vecteur p pour que la quantité :

$$R = \sum_{k=1}^l \sum_{i=1}^n (D(r_{ik}) - F(p, r_{ik}))^2 \quad (4.1)$$

soit minimale, avec k le nombre de panneaux tomographiques, et i le nombre de rais par panneau tomographique. Le calcul des temps de trajet est basé sur la résolution par différence finie de l'équation eikonale et la minimisation se fait à partir d'une fonction d'optimisation de *MATLAB*[®].

Calcul des temps de première arrivée

La fonction F correspond au calcul par différence finie des temps de première arrivée pour des modèles de vitesse arbitraires. Cet algorithme a été développé par *Podvin and Lecomte* (1991). Cette méthode prend en compte différents modes de propagation existants (ondes transmises, coniques et réfléchies). Leur méthode permet de calculer des temps de première arrivée en présence de contrastes de vitesse sévères et de formes arbitraires. La propagation de l'onde sera décrite par l'équation eikonale (eq.1.37 à la page 17). L'approximation par différence finie nous amène à considérer que ce sont des fronts d'onde qui se propagent dans le modèle et non des rais.

En utilisant le tracé de rai dans des milieux hétérogènes, le calcul des temps de première arrivée est difficile. En effet, chaque point du modèle reçoit un nombre indéterminé de rais, parmi lesquels un seul doit être pointé. De plus, dans un grand nombre de cas, les rais tracés à partir de la source n'arriveront jamais à traverser certaines régions du milieu (zones d'ombre); où les signaux reçus vont être diffractés par des sources secondaires localisées. L'utilisation des différences finies ne supprime pas ce problème mais nous fournit un outil plus efficace. L'approche de Podvin et Lecomte prend en compte le fait que les champs de temps des premières arrivées contiennent des discontinuités du gradient de temps. Ces discontinuités ne sont pas reconnues d'un point de vue mathématique. Ils adoptent la solution selon laquelle chaque discontinuité du gradient de temps résulte explicitement de l'intersection de plusieurs fronts d'onde indépendants. Donc, des arrivées multiples à chaque point peuvent être considérées. Podvin et Lecomte déterminent un critère d'arrêt de première arrivée qui permet de pointer la première arrivée qui nous intéresse.

À partir des profils présentés dans la partie 3.4 à la page 44 et en se basant sur la lithologie du milieu, un modèle peut être fixé pour le milieu compris entre les puits 5 et 10. Ce dernier comporte 8 couches et se décompose comme suit (figure 4.4) :

- couche A : l'air surplombant le sol,
- couche B, C : mélange de limon, de sable et d'argile (avec différent pourcentage dans chaque couche),
- couche D, E, F, G : mélange de limon, argile et d'une importante proportion de sable

- avec des galets (avec différent pourcentage dans chaque couche),
- couche H : couche imperméable (argile et galets).

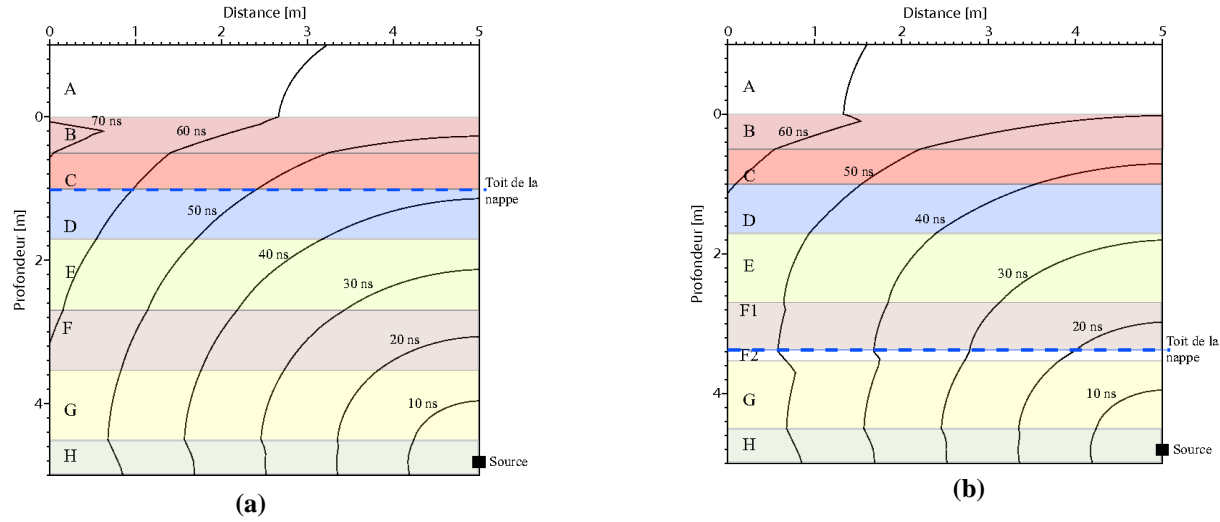


FIG. 4.4 – Modèles de vitesse (m/ns) en périodes humide et sèche et calcul des temps de première arrivée pour un émetteur à 4.8 m de profondeur : (a) Période humide : $A=0.30$, $B=0.06$, $C=0.105$, $D=0.101$, $E=0.096$, $F=0.09$, $G=0.089$, $H=0.083$ (b) Période sèche $A=0.30$, $B=0.06$, $C=0.105$, $D=0.11$, $E=0.12$, $F1=0.11$, $F2=0.09$, $G=0.089$, $H=0.083$

La figure 4.4 montre le calcul des temps de première arrivée en résolvant l'équation eikonale, pour un émetteur se situant à 4.8 m de profondeur, pour les périodes humide et sèche. L'apparition d'ondes coniques est plus importante en période sèche où le contraste de vitesse est plus grand qu'en période humide. Les coniques ont un front d'onde rectiligne ; nous en observons dans les couches proches de la surface (couches B et C) en périodes humide et sèche. Elles sont liées à la différence de vitesse entre l'air et le sol. Alors que le front d'onde des transmises a une forme plutôt circulaire (exemple : couches D et E).

En figure 4.5, les temps de première arrivée observés et calculés ont été comparés pour la même position émetteur, à 4.8 m de profondeur. Les temps de première arrivée calculés suivent les temps observés. L'utilisation des rais horizontaux (mode ZOP) pour la détermination du modèle de vitesse initial est raisonnable et ils décrivent correctement le milieu.

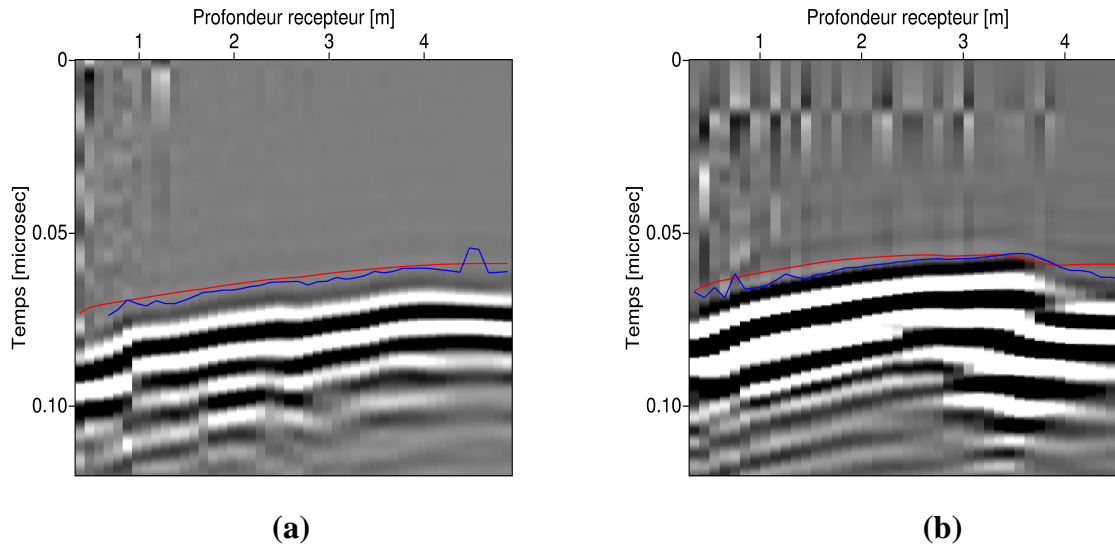


FIG. 4.5 – Comparaison entre temps de première arrivée observés (courbe bleue) et calculés (courbe rouge) pour la source à 4.8 m de profondeur (a) en période humide et (b) en période sèche

Minimisation

MATLAB[®] contient une boîte à outil d'*optimisation* contenant différentes fonctions (Manual for use Matlab). La fonction que nous utilisons dans notre méthodologie est la fonction *fmincon*. Cette dernière est une fonction de minimisation. Elle permet de déterminer le minimum d'une fonction non linéaire à plusieurs variables et sous contraintes. Les contraintes vont nous permettre de garder des modèles réalistes. Elles sont donc nécessaires. *fmincon* tente de trouver un minimum d'une fonction scalaire contrainte à plusieurs variables à partir d'une estimation initiale. Dans notre cas, l'estimation initiale est le modèle déterminé de l'acquisition ZOP ou VRP.

L'algorithme s'arrêtera quand les critères d'arrêt et/ou de convergence seront satisfaits. Ces critères sont fixés au début de l'optimisation. Comme critère d'arrêt, on trouve le nombre d'itération et le nombre de fonction d'évaluation. Nous présentons dans le tableau 4.1 quelques critères de convergence ; où les ε_i sont des nombres petits. Lors de nos différentes inversions, nous avons fixé nos critères de convergence : $|f(x_{k+1}) - f(x_k)| < 10^{-3}$ et $|x_{k+1} - x_k| < 10^{-3}$; où x correspond au vecteur de paramètres et f à la fonction d'évaluation.

La méthodologie d'inversion nécessite en entrée certaines données. Ces dernières sont les suivantes :

$ f(x_{k+1}) - f(x_k) < \varepsilon_1$	$ x_{k+1} - x_k < \varepsilon_2$
$\frac{ f(x_{k+1}) - f(x_k) }{ f(x_k) } < \varepsilon_3$	$\frac{ x_{k+1} - x_k }{ x_k } < \varepsilon_4$

TAB. 4.1 – Critères de convergence

- le fichier de pointé de nos premières arrivées,
- et le modèle de vitesse initial comprenant une vitesse et n épaisseur (n correspondant au nombre de puits) par couche.

D'autres éléments peuvent être fournis en entrée afin d'améliorer l'optimisation. On peut contraindre la fonction en ajoutant des bornes inférieure et supérieure au niveau des paramètres d'entrée (vitesse et épaisseur). Certaines vitesses et épaisseurs peuvent aussi être fixées. Nous avons borné les vitesses entre 0.03 m/ns et 0.17 m/ns. La borne minimale correspond à un sol saturé en eau (sable très humide) et la borne maximale correspond à un sol très sec (sable sec). Pour les épaisseurs, nous avons fixé une borne maximale à 5 m ce qui correspond à notre profondeur d'investigation ; et une borne minimale à 0 m ce qui permettra la disparition d'une couche si elle n'a pas lieu d'être.

Si le résidu obtenu n'est pas satisfaisant, le nombre de couches peut-être augmenté afin d'ajouter des degrés de liberté pour une meilleure inversion. A contrario, si plusieurs couches du modèle inverse semblent avoir des vitesses similaires, nous pouvons diminuer le nombre de couches.

4.3 Validation de la méthodologie d'inversion

Dans cette partie, nous testerons la méthode sur différents milieux synthétiques.

4.3.1 Application de la méthodologie à des modèles synthétiques simples

Description des modèles et calcul des données

Les modèles utilisés correspondent à deux milieux de 5 m sur 5 m et composés de trois couches homogènes et horizontales. La figure 4.6(a) montre les deux modèles exacts utilisés pour générer les données. Le milieu 1 est composé d'une couche lente (0.06 m/ns) de 1.6 m d'épaisseur, entourée par deux couches rapides (0.12 m/ns). Le milieu 2 est composé

de d'une couche rapide (0.12 m/ns) de 1.6 m d'épaisseur, entourée de deux couches lentes (0.06 m/ns). La géométrie d'acquisition est la même que celle présentée en figure 4.2 en mode MOP avec l'émetteur dans le puits W2 et le récepteur dans le puits W1. Les puits sont distants de 5 m et sont profonds de 5 m. Nous avons fixé un pas d'acquisition de 10 cm ce qui fait que nous obtenons 51 positions émetteur et pour chaque émetteur nous avons 51 positions récepteur. Au total, nous avons constitué une série de données de 2601 temps de première arrivée. Nous avons pris des modèles simples avec d'importants contrastes de vitesse afin d'avoir des ondes coniques. Les temps de première arrivée ont été calculés en utilisant l'algorithme de *Podvin and Lecomte* (1991).

À partir de l'ensemble des données, nous récupérons les temps correspondants au mode ZOP afin de déterminer nos modèles initiaux (figure 4.6(b)). Pour le milieu 1, le profil de vitesse du modèle initial nous donne les bonnes épaisseurs pour les trois couches mais la vitesse dans la deuxième couche est surestimée. Par contre pour le milieu 2, les épaisseurs sont mal estimées alors que les vitesses sont proches de celles du modèle exact. Les dérives des modèles initiaux par rapport aux modèles exacts sont liées à la présence d'ondes coniques.

Résultats de l'inversion

Après avoir déterminé les modèles initiaux, nous appliquons le procédé d'inversion à l'ensemble des données acquises en MOP. La figure 4.6(c) compare les modèles initial, exact et inverse pour les milieux 1 et 2.

Pour le milieu 1 après inversion, les vitesses dans les différentes couches sont correctement estimées alors que les épaisseurs sont très peu modifiées. Pour le milieu 2, on retrouve des épaisseurs de couche raisonnables après inversion. Nous pouvons dire que les deux modèles inverses sont proches des modèles exacts.

La figure 4.6(d) montre comment varie la moyenne des résidus entre temps observés et calculés, en fonction de la position émetteur. Ces résidus varient de -2.5 ns à -0.5 ns et de -2 ns à 2 ns pour les milieux 1 et 2, respectivement. Les résidus RMS après inversion sont de 0.6 ns et 0.8 ns pour les modèles 1 et 2, respectivement. Pour le milieu 2, le résidu RMS est légèrement plus grand car la vitesse dans la première couche est légèrement

sous-estimée, elle est de 0.056 m/ns au lieu de 0.06 m/ns.

On peut noter que même avec ces modèles simples, l'important contraste de vitesse amène l'apparition d'ondes coniques. Ces dernières rendent difficile la simple utilisation des mesures ZOP. Notre inversion prend en compte les ondes coniques et permet d'estimer correctement les vitesses et les épaisseurs du milieu.

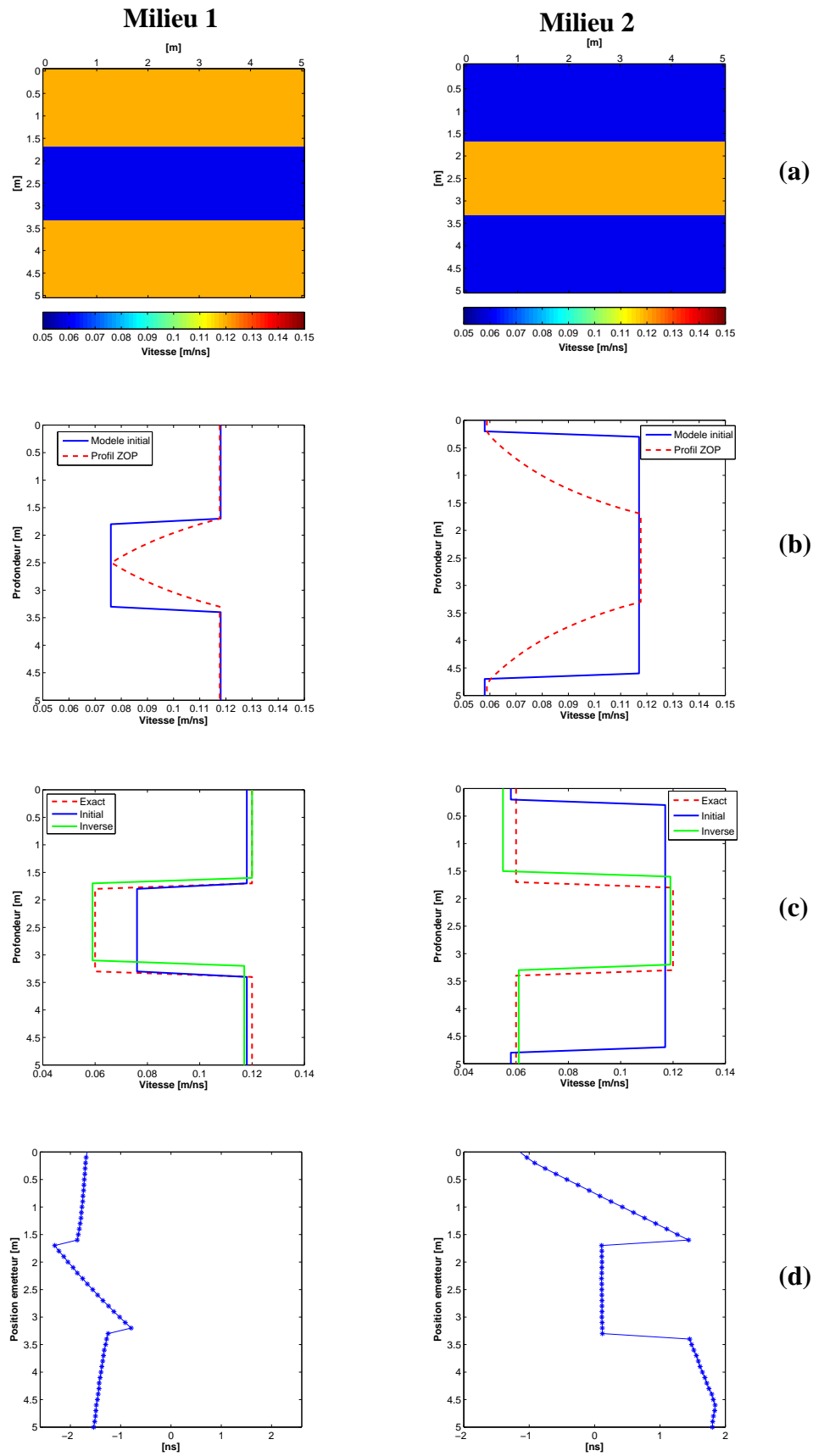


FIG. 4.6 – Modèles synthétiques simples (a) Modèles exacts (b) Détermination du modèle initial (c) Comparaison entre modèles initial, exact et inverse (d) Moyennes des différences entre temps observés et calculés pour chaque position émetteur

4.3.2 Application de la méthodologie à des modèles synthétiques réalistes

Dans cette partie, nous allons utiliser des modèles un peu plus réalistes en augmentant le nombre de couches et en ajoutant du bruit sur nos données.

Description des modèles et calcul des données

Pour représenter des modèles plus réalistes, nous avons augmenté le nombre de couches du milieu qui est maintenant de 7. De plus, ces couches de sol ont des vitesses et des épaisseurs très différentes. Les caractéristiques du modèle théorique sont présentées dans le tableau 4.2. Nous avons également ajouté différents niveau de bruit (1, 2.5 et 5 ns) aux données. Et, deux séries de données seront considérées selon des pas d'acquisition différents : 10 et 20 cm. Dans ce qui suit, nous allons donc étudier l'influence du bruit et du pas d'acquisition sur notre méthodologie d'inversion. Il faut également noter qu'une couche surplombant le sol, avec une vitesse de 0.30 m/ns a été rajoutée. Cette couche correspond à l'air et elle restera inchangée durant l'inversion.

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.070	1.00
3	0.10	0.70
4	0.115	1.00
5	0.11	0.70
6	0.092	0.30
7	0.083	1.30

TAB. 4.2 – Caractéristiques du modèle de vitesse synthétique réaliste (V : vitesse et Ep : épaisseur)

La géométrie d'acquisition est toujours la même (récepteur dans le premier puits et émetteur dans le second). Les puits ont une profondeur de 5 m et sont distants de 5 m. Nous considérons deux acquisitions avec des pas différents :

1. Pas d'acquisition de 10 cm : nous avons 51 traces par point de tir et 51 points de tir d'où une ensemble de 2601 traces.
2. Pas d'acquisition de 20 cm : nous avons 26 traces par point de tir et 26 points de tir d'où un ensemble de 676 traces.

Les temps de trajet des premières arrivées correspondants à nos données sont calculés à partir du code de *Podvin and Lecomte* (1991). Sur ces temps de trajet, nous rajoutons différents niveaux de bruit.

On a utilisé une distribution aléatoire gaussienne de nombre que l'on a rajouté aux pointés. Chaque mesure du niveau de bruit correspond à l'écart type de la distribution gaussienne. Ces distributions gaussiennes ont une moyenne nulle et un écart type de 1 ns, 2.5 ns et 5 ns.

Résultats de l'inversion tomographique

Les figures 4.7 et 4.9 présentent les résultats d'inversion pour nos deux séries de données, c'est-à-dire avec un pas d'acquisition de 10 cm et avec un pas d'acquisition de 20 cm.

Modèle initial Que se soit avec un pas d'acquisition de 10 cm ou de 20 cm, les modèles initiaux avec un bruit de 1 ns décrivent un milieu à 8 couches (tableaux 4.3 et 4.4); alors que les modèles initiaux avec des bruits de 2.5 et 5 ns décrivent des milieux à 8 couches. Plus le niveau de bruit augmente, plus il est difficile d'estimer le modèle initial à partir des rais ZOP (figures 4.7(a) et 4.9(a)). L'ajout au milieu d'une couche d'air, influence les temps de trajet et rend difficile l'estimation de la vitesse en surface.

Résultats de l'inversion Les résultats de l'inversion sont présentés en figure 4.7 pour un pas d'acquisition de 10 cm et en figure 4.9 pour un pas d'acquisition de 20 cm. Les figures 4.7(b) et 4.9(b) comparent les modèles exacts, inverses et initiaux pour des pas d'acquisition de 10 et 20 cm, respectivement. Comme dit précédemment, le niveau de bruit augmente la différence entre modèles inverse et initial.

Par contre, quelque soit le niveau de bruit et le pas d'acquisition, la couche 6 de 0.30 m d'épaisseur et de 0.092 m/ns de vitesse est indétectable (tableaux 4.5 et 4.6). Il faut noter que les valeurs RMS après chaque inversion sont du même ordre de grandeur que le bruit ajouté aux données. On peut penser que les modèles obtenus après inversion n'ont pas surajusté les données.

Résidus Nous avons comparé les profils ZOP des temps observés et calculés pour chacun des pas d'acquisition et des niveaux de bruit en figures 4.8(a) et 4.10(a). Les profils de temps calculés suivent les profils de temps observés. Notre inversion n'interprète pas le bruit ajouté aux données.

Les figures 4.8(b) et 4.10(b) donnent la différence entre temps observés et temps calculés pour chaque position émetteur. Nous voyons que pour un pas d'acquisition de 10 cm, les résidus obtenus par point de tir sont plus faibles et plus le bruit augmente, plus les résidus augmentent.

Conclusion Les modèles obtenus après inversion sont proches des modèles exacts. Après inversion, les différents niveaux de bruit sont retrouvés au niveau des résidus RMS.

La géométrie d'acquisition utilisée ici est la même que celle utilisée pour l'acquisition des données réelles sur la plaine alluviale de l'Adour. Il semblerait qu'on soit suréchantillonné car nous n'observons pas de différence significative entre les résultats obtenus avec un pas d'acquisition de 10 cm et un pas de 20 cm.

De plus, la résolution de la méthode semble être également limitée car après inversion, nous ne retrouvons pas la couche de 0.30 m d'épaisseur. Pour une vitesse de 0.092 m/ns et pour un signal de 250 MHz de fréquence, la longueur d'onde du signal est de : $\lambda = \frac{92}{250} = 0.37\text{m}$. La méthode permettra de différencier deux couches d'épaisseurs supérieures à 0.40 m.

	Bruit de 1 ns		Bruit de 2.5 ns		Bruit de 5 ns	
Couches	V [m/ns]	Ep [m]	V [m/ns]	Ep [m]	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>	0.30	<i>infini</i>	0.30	<i>infini</i>
2	0.11	1.00	0.12	1.00	0.13	0.90
3	0.099	0.40	0.10	0.50	0.095	0.40
4	0.109	0.40	0.113	0.90	0.121	1.70
5	0.115	0.80	0.12	0.60	0.14	0.50
6	0.107	0.80	0.116	0.40	0.93	0.40
7	0.093	0.90	0.099	0.80	0.114	0.40
8	0.081	.070	0.08	0.80	0.08	0.70

TAB. 4.3 – Caractéristiques des modèles initiaux suivant les différents niveaux de bruit (1, 2.5 et 5 ns) pour un pas d'acquisition de 10 cm (V = vitesse et Ep = épaisseur)

	Bruit de 1 ns		Bruit de 2.5 ns		Bruit de 5 ns	
Couches	V [m/ns]	Ep [m]	V [m/ns]	Ep [m]	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>	0.30	<i>infini</i>	0.30	<i>infini</i>
2	0.13	0.90	0.13	0.90	0.12	0.80
3	0.102	0.70	0.10	0.70	0.092	0.70
4	0.115	1.00	0.12	0.40	0.11	0.80
5	0.11	1.00	0.108	0.80	0.125	1.00
6	0.103	0.80	0.126	0.80	0.105	0.70
7	0.087	0.60	0.098	0.70	0.08	0.50
8			0.088	0.70	0.09	0.50

TAB. 4.4 – Caractéristiques des modèles initiaux suivant les différents niveaux de bruit (1, 2.5 et 5 ns) pour un pas d'acquisition de 20 cm (V = vitesse et Ep = épaisseur)

	Bruit de 1 ns		Bruit de 2.5 ns		Bruit de 5 ns	
Couches	V [m/ns]	Ep [m]	V [m/ns]	Ep [m]	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>	0.30	<i>infini</i>	0.30	<i>infini</i>
2	0.069	0.54	0.069	0.90	0.071	0.39
3	0.084	0.60	0.103	0.55	0.065	0.40
4	0.104	0.61	0.11	0.35	0.102	1.09
5	0.116	0.88	0.114	0.80	0.119	0.18
6	0.106	0.77	0.112	0.73	0.112	0.32
7	0.084	1.60	0.083	1.67	0.113	0.93
8					0.085	1.69

TAB. 4.5 – Caractéristiques des modèles obtenus après inversion suivant les différents niveaux de bruit (1, 2.5 et 5 ns) pour un pas d'acquisition de 10 cm (V = vitesse et Ep = épaisseur)

	Bruit de 1 ns		Bruit de 2.5 ns		Bruit de 5 ns	
Couches	V [m/ns]	Ep [m]	V [m/ns]	Ep [m]	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>	0.30	<i>infini</i>	0.30	<i>infini</i>
2	0.071	0.43	0.074	0.38	0.063	0.27
3	0.072	0.75	0.07	0.85	0.068	0.73
4	0.113	2.09	0.115	1.26	0.109	1.27
5	0.086	1.73	0.111	0.95	0.116	0.95
6			0.092	0.61	0.084	1.36
7			0.078	1.12	0.076	0.42
8			0.081	0.44		

TAB. 4.6 – Caractéristiques des modèles obtenus après inversion suivant les différents niveaux de bruit (1, 2.5 et 5 ns) pour un pas d'acquisition de 20 cm (V = vitesse et Ep = épaisseur)

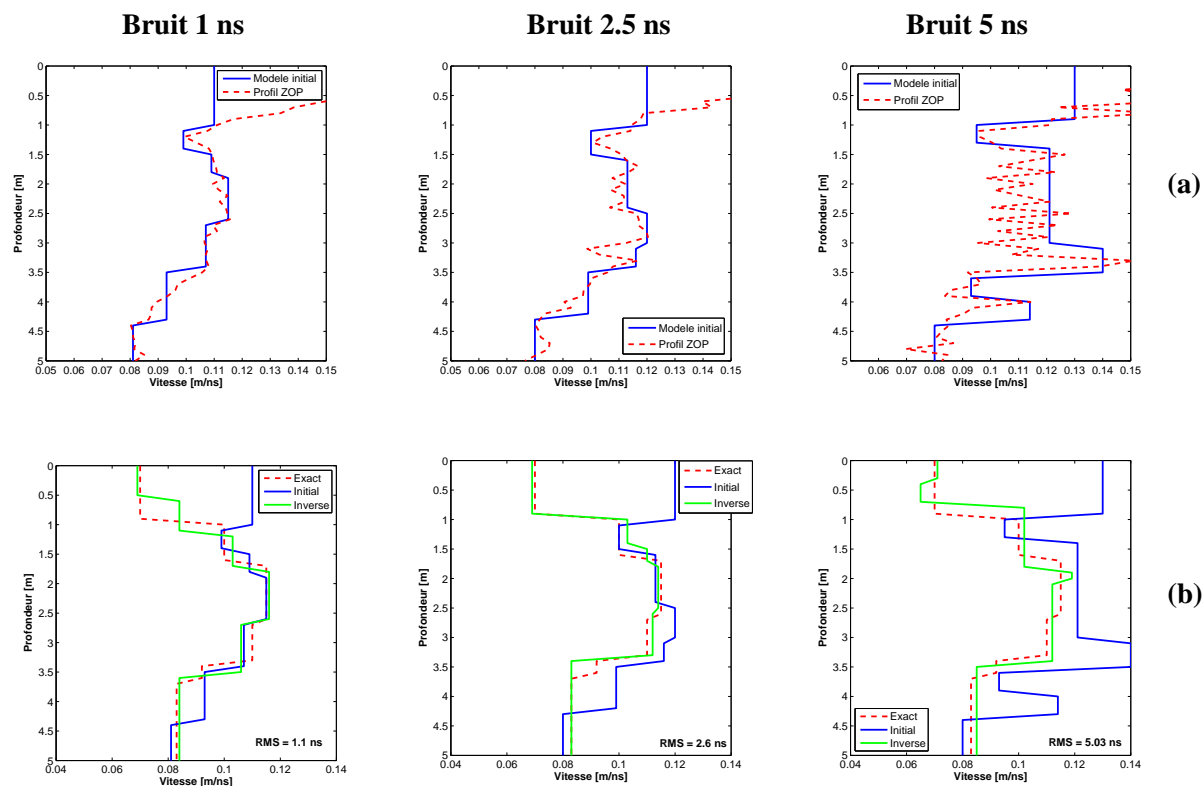


FIG. 4.7 – Résultats de l'inversion tomographique pour les données acquises avec un pas de 10 cm (a) Détermination du modèle initial (b) Comparaison entre les modèles exact, initial et inverse

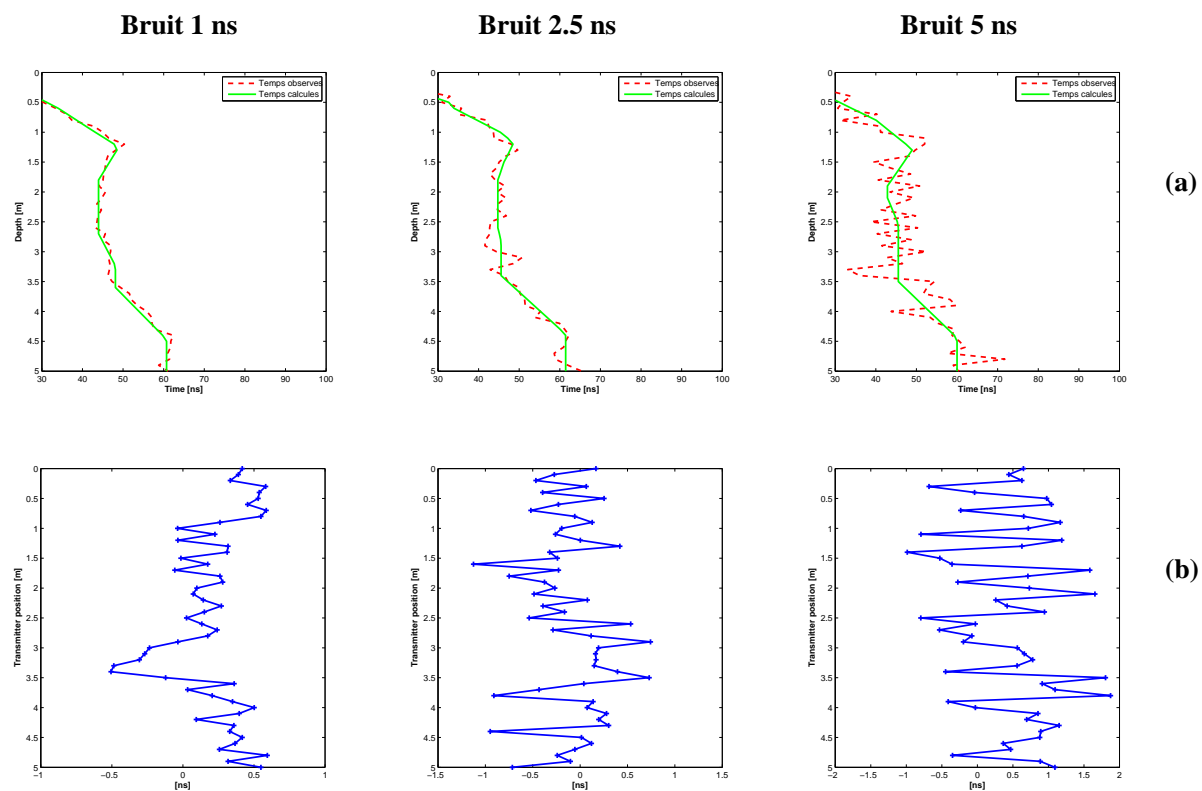


FIG. 4.8 – Résidus de l'inversion tomographique pour les données acquises avec un pas de 10 cm (a) Comparaison entre les temps de trajet observés et calculés pour les distances émetteur/récepteur minimales (rais ZOP) (b) Moyenne des différences entre temps de trajet observés et calculés pour chaque point de tir

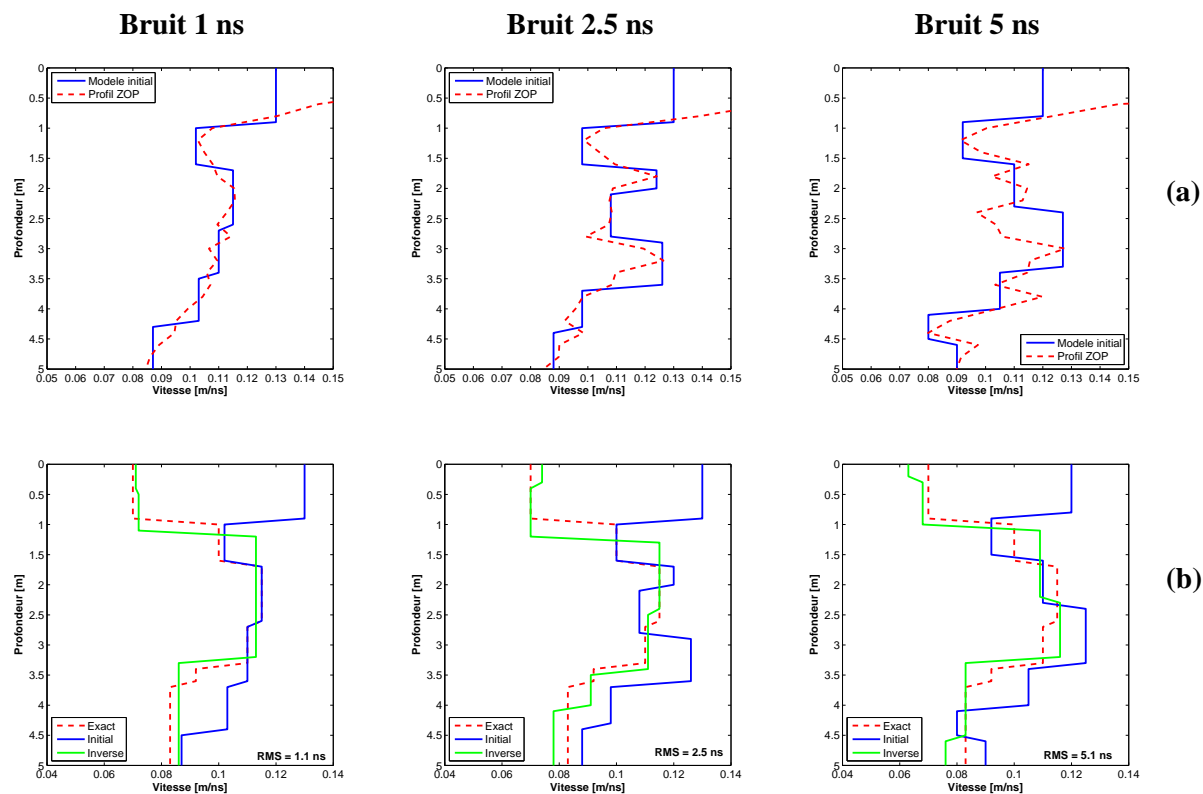


FIG. 4.9 – Résultats de l'inversion tomographique pour les données acquises avec un pas de 20 cm (a) Détermination du modèle initial (b) Comparaison entre les modèles exact, initial et inverse

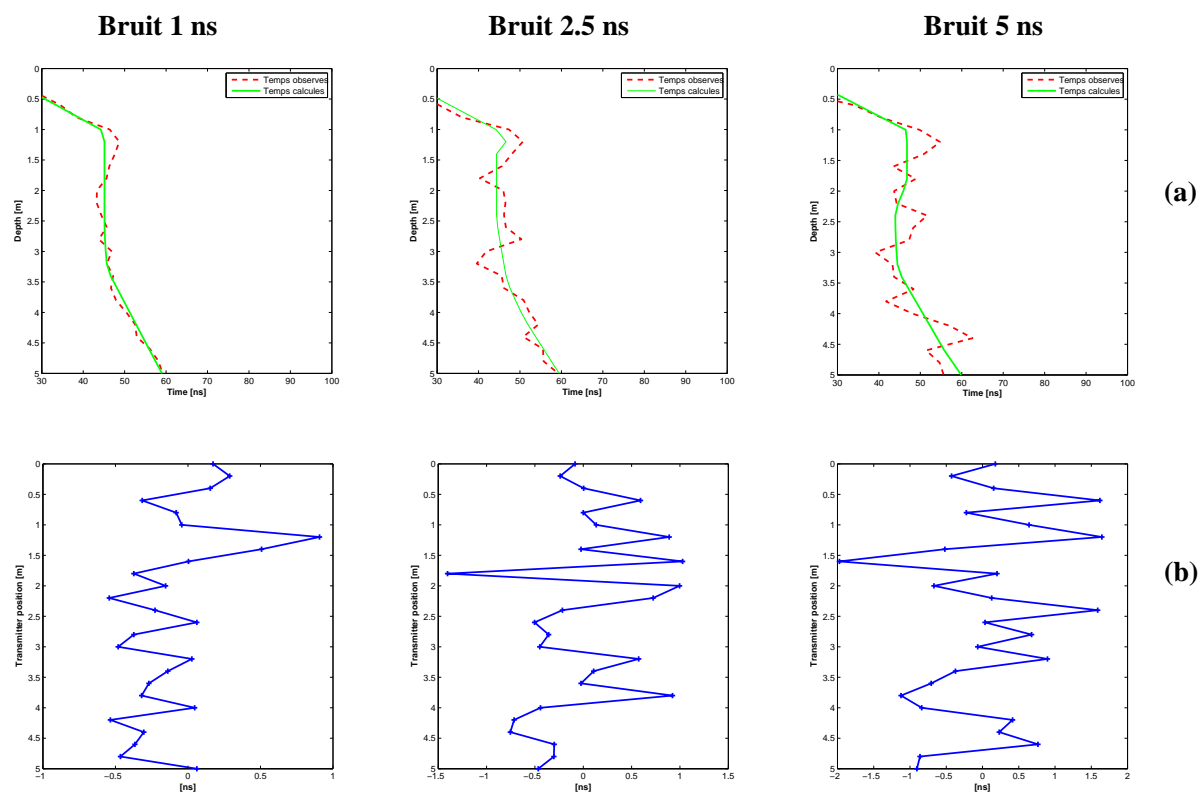


FIG. 4.10 – Résidus de l'inversion tomographique pour les données acquises avec un pas de 20 cm (a) Comparaison entre les temps de trajet observés et calculés pour les distances émetteur/récepteur minimales (rais ZOP) (b) Moyenne des différences entre temps de trajet observés et calculés pour chaque point de tir

4.4 Couche pentée dans l'inversion

Pour un milieu composé de couches homogènes et horizontales, notre méthodologie prend en compte des ondes réfractées à angles critiques. Cependant, une interface pentée peut amener l'apparition de réfraction liée à ce pendage. *Rucker and Ferré* (2007) montre l'effet d'une couche pentée sur les temps de première arrivée.

Dans cette partie, nous voulons montrer que l'inversion que nous proposons prend en compte les réfractions à angle critique, les pendages et les réfractions associées à ces pendages.

4.4.1 Description des modèles exacts et détermination des modèles initiaux

Nous avons simulé des données acquises entre deux puits distants de 5 m et profonds de 5 m également. Les données sont obtenues de façon similaire à celles obtenues pour les modèles synthétiques simples (partie 4.3.1 à la page 55)

Nous avons calculé deux séries de données qui se basent sur deux milieux composés de 3 couches homogènes. La figure 4.11(a) montre les caractéristiques de ces derniers. Le milieu 1 est composé d'une couche à faible vitesse (0.06 m/ns) entourée de deux couches à fortes vitesses (0.12 m/ns). Le milieu 2 est composé d'une couche à forte vitesse (0.12 m/ns) entourée de deux couches à faibles vitesses (0.06 m/ns). Pour ces deux milieux, l'interface entre la 2ème et la 3ème couches est pentée et ce pendage est de 10% soit 6° . À partir de l'ensemble des données, nous avons extrait les données correspondant aux rais ZOP afin de déterminer les modèles de vitesse initiaux (4.11(b)). Pour les deux séries de données, nous déterminons des modèles initiaux à 3 couches.

4.4.2 Effet du pendage sur l'estimation du modèle de vitesse

La figure 4.11(c) montre les modèles obtenus après inversion sans pendage pour les milieux 1 et 2. Pour le milieu 1, la vitesse dans la dernière couche est sous-estimée, elle est de 0.114 m/ns au lieu de 0.12 m/ns, et la vitesse dans la 2ème couche est légèrement surestimée, elle est de 0.062 m/ns au lieu de 0.06 m/ns. Pour le milieu 2, les vitesses dans les couches lentes sont incorrectes. Dans la première couche, nous obtenons une vitesse de 0.052 m/ns

au lieu de 0.06 m/ns et dans la dernière couche, nous obtenons une vitesse de 0.069 m/ns au lieu de 0.06 m/ns.

Pour le milieu 1 et, les positions en profondeur de la première interface (entre les couches 1 et 2) sont plus ou moins retrouvées, 1.7 m et 1.5 m pour les milieux 1 et 2 respectivement. Par contre, le fait de ne pas prendre en compte le pendage de la deuxième interface dans l'inversion, nous donnent des positions moyennes de cette dernière, 3.9 m et 3.8 m pour les milieux 1 et 2 respectivement.

Les valeurs RMS après inversion sont de 1.38 ns et 1.97 ns pour les milieux 1 et 2, respectivement. Si le pendage n'est pas pris en compte dans l'inversion, nous voyons que la détermination des vitesses exactes dans les couches lentes est très difficile et cette imprécision se répercute au niveau des résidus RMS qui sont élevés.

4.4.3 Prise en compte du pendage

Notre méthode a été modifiée pour prendre en compte les pendages dans l'inversion. Pour cela, chaque couche est décrite par une vitesse et 2 épaisseurs (une épaisseur à chaque puits). Nous avons utilisé les mêmes milieux que présentés dans la partie 4.4.1 et figure 4.11(a). Les modèles initiaux utilisés correspondent à ceux de la figure 4.11(b).

Les résultats de l'inversion sont présentés en figure 4.12(a). Nous voyons que les vitesses calculées se rapprochent des vitesses exactes. De plus, les résidus RMS sont de 0.83 ns et 0.71 ns pour les milieux 1 et 2, respectivement. En faisant la différence entre le modèle obtenu après inversion et le modèle exacte (figure 4.12(b)), nous voyons que les résidus les plus importants (0.06 m/ns) se situent au niveau des interfaces que ce soit pour le milieu 1 ou pour le milieu 2.

Nous constatons que la méthode prend en compte les pendages et les réfractions qui y sont associées.

Conclusion Nous avons proposé une inversion des temps de première arrivée en tomographie radar utilisant peu de paramètres. Cette méthode s'applique à des milieux stratifiés et à forts contrastes de vitesse. De plus, des couches pentées peuvent être considérées dans l'inversion. Il suffit d'augmenter le nombre de paramètres en prenant une

épaisseur à chaque puits. En considérant les pendages dans l'inversion, nous améliorons les résidus.

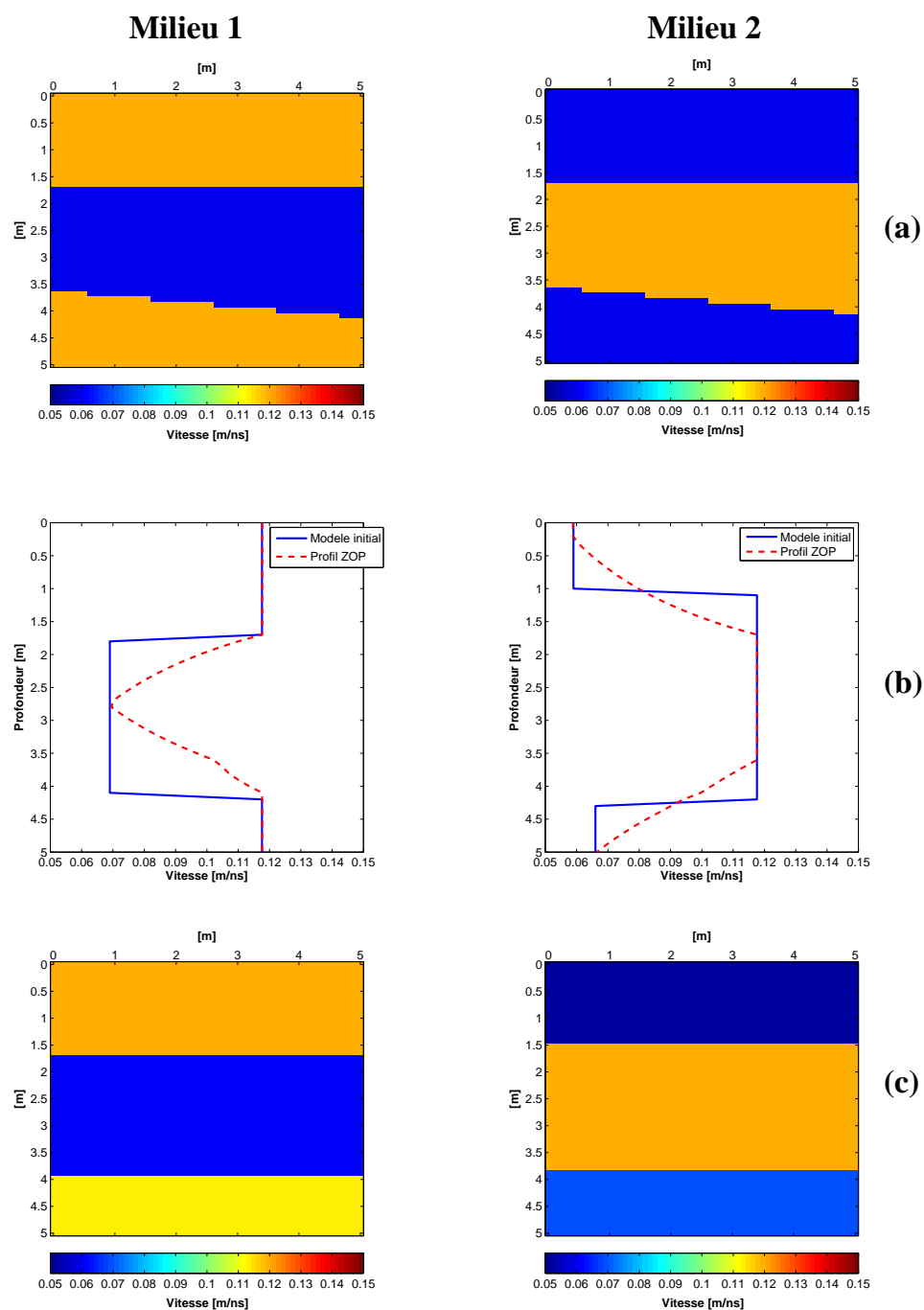


FIG. 4.11 – Inversion pour les milieux 1 et 2 en considérant des couches horizontales (a) Modèles exacts (b) Détermination des modèles initiaux (c) Modèles obtenus après inversion

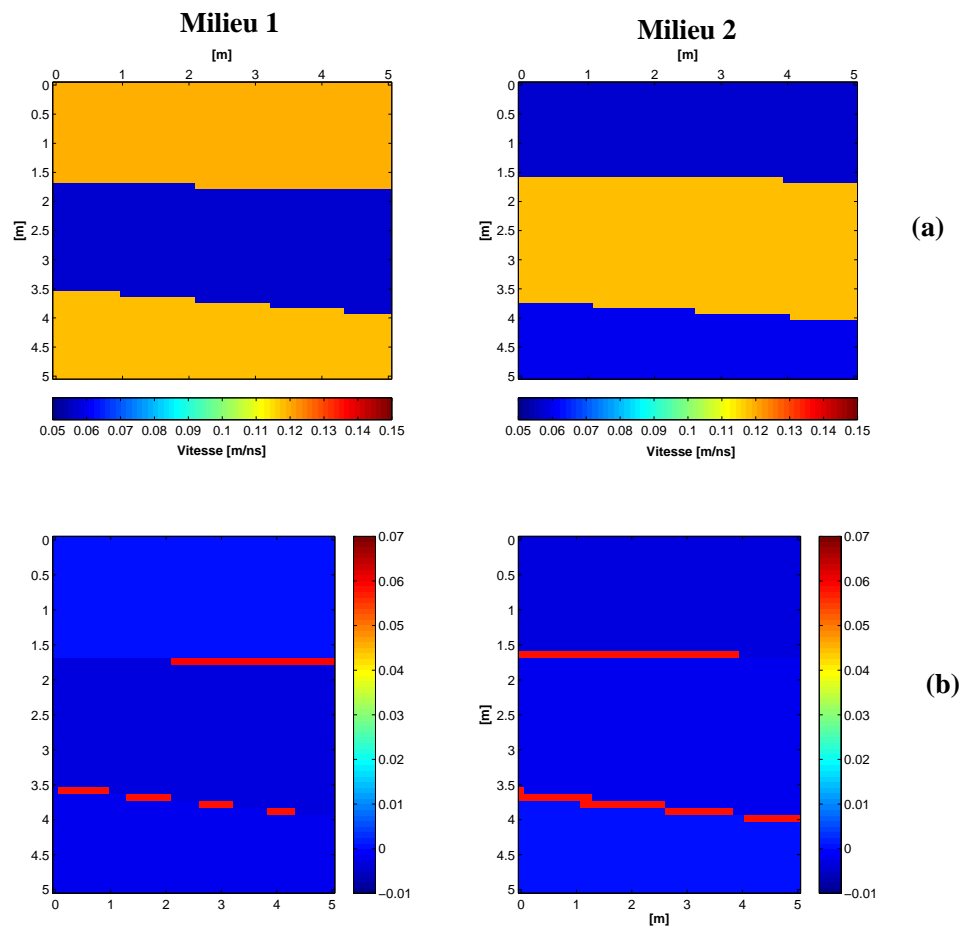


FIG. 4.12 – Résultats de l'inversion pour les milieux 1 et 2 en considérant des couches pentées (a) Modèles obtenus après inversion (b) Différence entre modèles de vitesse exact et calculé en m/ns

Chapitre 5

Application de la méthodologie proposée aux données réelles : inversion d'un panneau tomographique

Nous allons inverser chaque panneau tomographique individuellement, en périodes humide et sèche, en utilisant la méthode proposée dans le chapitre précédent. Puis, on intégrera à l'inversion les données acquises en géométrie surface/puits, en période humide.

5.1 Inversion du panneau 5/10

En période humide le toit de la nappe se situe à 1 m de profondeur alors qu'en période sèche il se situe à 3.4 m de profondeur. Nous verrons si les modèles obtenus après inversion du panneau 5/10 permettent de visualiser la zone de battement de la nappe.

5.1.1 Période humide

Inversion

Pour lancer l'inversion, il faut déterminer le modèle de vitesse initial à partir des rais ZOP. La figure 5.1 nous donne le modèle de vitesse initial déterminé à partir des rais ZOP. Notre modèle initial compte 8 couches dont une couche supérieure correspondant

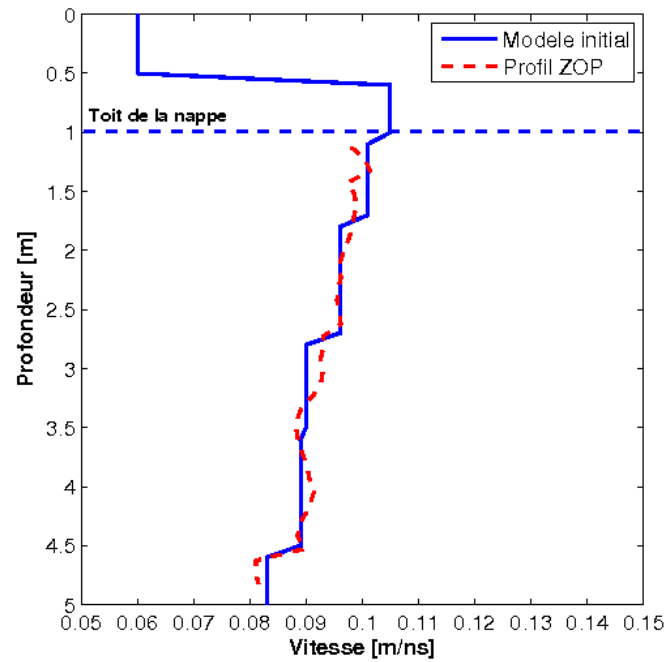


FIG. 5.1 – Détermination du modèle initial à partir des rais ZOP pour le panneau 5/10 en période humide

à l'air surplombant le sol. Les caractéristiques du modèle initial sont présentées dans le tableau 5.1. Les deuxième et troisième couches (entre 0 et 1 m de profondeur) ont été choisies de façon arbitraire. En effet, dans cette zone les temps de première arrivée des rais ZOP ne sont pas exploitables à cause du bruit et de l'atténuation liée à la couche argileuse.

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.50
3	0.105	0.50
4	0.101	0.70
5	0.096	1.00
6	0.09	0.80
7	0.089	1.00
8	0.083	0.50

TAB. 5.1 – Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 5/10 en période humide (V : vitesse, et Ep : épaisseur)

Pour l'inversion deux cas seront considérés :

1. un milieu comportant des couches horizontales, le vecteur paramètre sera décrit par une vitesse et une épaisseur par couche (figure 5.2(a)),
2. un milieu comportant des couches légèrement pentées, le vecteur paramètre sera décrit par une vitesse et deux épaisseurs par couche (figure 5.2(b)).

Les caractéristiques des modèles inverses sont présentées dans les tableaux 5.2 et 5.3.

En considérant des couches horizontales, le modèle inverse comporte 7 couches ; la première couche étant l'air. La deuxième couche a une vitesse de 0.039 m/ns et une épaisseur de 0.51 m. À partir de 1.33 m de profondeur, la vitesse diminue. Cette diminution est liée à la présence de la nappe phréatique à 1 m de profondeur. Au-dessous de cette limite, le modèle inverse et le modèle initial sont proches. De plus, on retrouve à peu près les mêmes vitesses (0.083 et 0.084 m/ns) dans la dernière couche pour les modèles initial et inverse. On peut noter qu'un contraste de vitesse faible fait que le modèle initial et le modèle inverse sont proches.

Le résidu RMS après inversion est de 1.44 ns. La figure 5.3(a) montre la distribution des résidus en fonction des positions émetteur et récepteur. Les résidus correspondent à la différence entre temps observés et temps calculés pour chaque couple émetteur-récepteur. En observant cette distribution, nous pouvons noter que les résidus sont plus importants pour les positions émetteur et récepteur proches de la surface (zones délimitées par les droites en pointillées en figure 5.3). Ces valeurs anomaliques de résidus sont dues à la difficulté de pointer les temps de première arrivée dans cette zone superficielle atténuante. Si nous considérons une inversion qui prend en compte le pendage des couches (figure 5.2(b)), chaque couche sera décrite par une vitesse et deux épaisseurs, une à chaque puits. Cette modification, nous permettra d'étendre l'utilisation de notre méthodologie. Pour cette inversion modifiée, le modèle initial ne change pas. C'est le même que celui dérivé des rais ZOP en figure 5.1 et tableau 5.1. La figure 5.2(b) présente le modèle obtenu après inversion. Et les caractéristiques de ce modèle sont présentées dans le tableau 5.3. À l'instar du modèle obtenu en considérant des couches horizontales, nous obtenons un modèle à 7 couches, la première reste la couche d'air. La deuxième couche a maintenant une vitesse de 0.042 m/ns au lieu de 0.039 m/ns. La vitesse dans la dernière couche est maintenant de 0.082 m/ns. Elle est similaire à la vitesse obtenue dans l'inversion précédente. Dans le tableau 5.3, nous donnons les pentes calculées pour chaque interface en %. Les pentes

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.039	0.51
3	0.102	0.82
4	0.10	0.56
5	0.098	0.63
6	0.091	1.67
7	0.084	0.81

TAB. 5.2 – Caractéristiques du modèle inverse en considérant des couches horizontales pour le panneau 5/10 en période humide (V : vitesse, et Ep : épaisseur)

Couches	V [m/ns]	Ep5 [m]	Ep10 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.042	0.65	0.55	2
3	0.105	0.50	0.50	2
4	0.099	1.40	1.14	6
5	0.092	0.80	0.90	4
6	0.091	1.10	1.00	6
7	0.082	0.55	0.91	

TAB. 5.3 – Caractéristiques du modèle inverse en considérant des couches pentées pour le panneau 5/10 en période humide (V : vitesse, Ep5 : épaisseur au puits 5, et Ep10 : épaisseur au puits 10)

varient de 2% à 6%. Elles sont donc très faibles.

La distribution des résidus en fonction des positions émetteur/récepteur est présentée en figure 5.3(b). Ces résidus sont toujours importants quand les antennes se situent proches de la surface. Il faut également noter une organisation des résidus quand l'émetteur et le récepteur se trouve entre 3.5 m et 5 m de profondeur (zones délimitées par un carré rouge en figure 5.3). Cette organisation est peut-être liée à la non prise en compte de l'anisotropie et de l'hétérogénéité latérale dans l'inversion.

Les deux modèles inverses, en considérant des couches horizontales ou faiblement pentées, sont presque similaires (figure 5.2). Au-dessous du toit de la nappe à 1 m de profondeur, les vitesses diminuent. Le résidu RMS pour le modèle avec des pentes modérées (1.41 ns) est légèrement inférieure à celui du modèle avec des couches horizontales (1.44 ns).

En conclusion, nous notons que notre hypothèse de couches horizontales est valide et que le fait d'autoriser un pendage améliore légèrement le résidu.

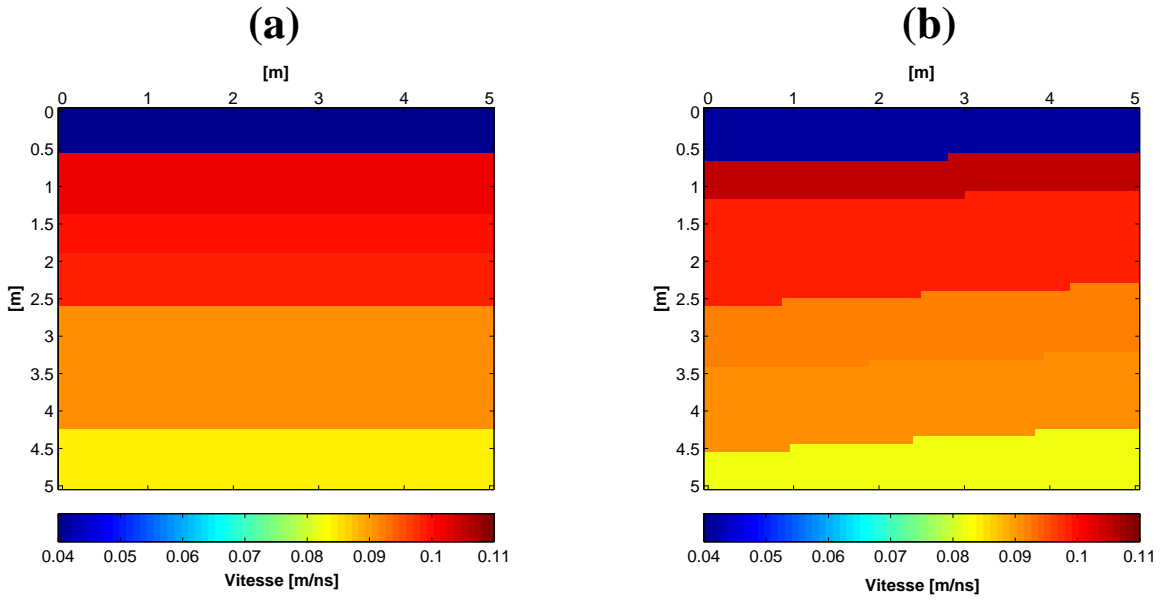


FIG. 5.2 – Résultats obtenus après inversion du panneau tomographique 5/10 en période humide (a) en considérant des couches horizontales (b) en considérant des couches pentées

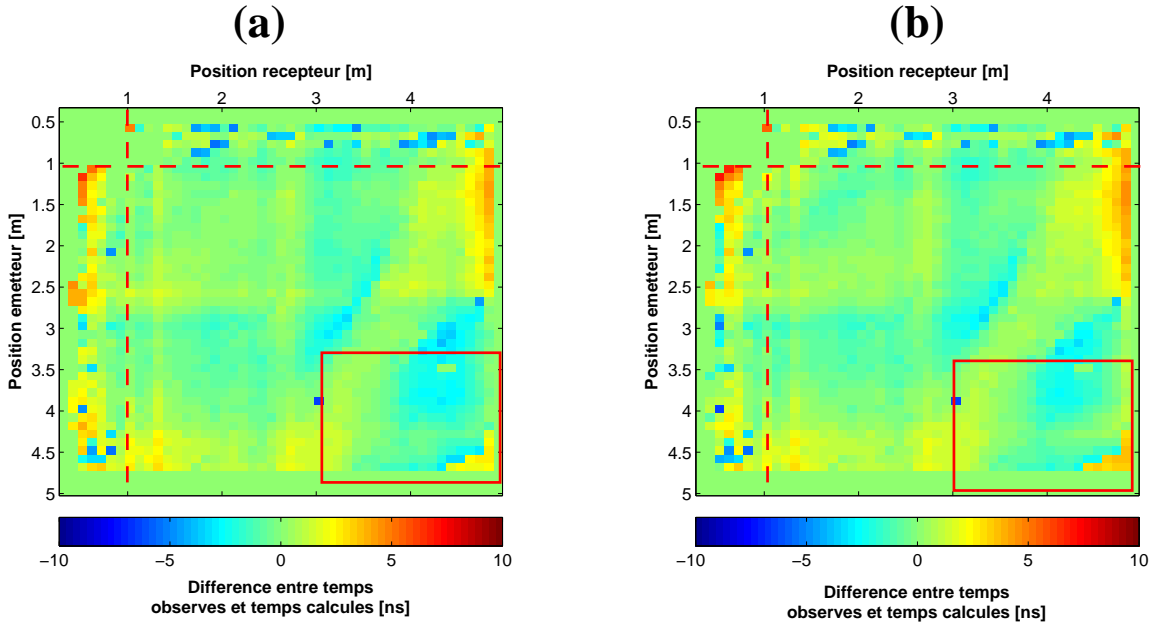


FIG. 5.3 – Différence entre temps observés et calculés pour chaque position émetteur et récepteur (a) en considérant des couches horizontales (b) en considérant des couches pentées

Fiabilité du résultat

Il est très difficile de savoir si les paramètres estimés sont précis ou s'ils ne sont que des artéfacts liés au processus d'inversion. Nous avons fait différents tests qualitatifs pour essayer d'évaluer la fiabilité de nos résultats.

Ces tests ont été fait pour le modèle obtenu entre les puits 5 et 10, en considérant des couches pentées (figure 5.2(b)).

Trois tests ont eu lieu :

1. Inversion d'un point de tir sur deux, ce qui nous permettra d'estimer la précision au niveau du résidu RMS.
2. Inversion en fixant les vitesses de certaines couches, ce qui nous permettra d'estimer la précision sur les paramètres.
3. Influence de la variation des paramètres du modèle inverse de la figure 5.2(b), sur la valeur du résidu RMS.

Inversion d'un point de tir sur deux Nous avons divisé les pointés en deux séries de données en prenant un point de tir sur deux. Ces deux sous séries ont été inversées. Pour l'inversion, nous nous sommes basés sur le modèle initial présenté en figure 5.1. La figure 5.4 montre les résultats obtenus après inversion. Les modèles obtenus après inversion sont proches du modèle obtenu en inversant l'ensemble des données. Les résidus RMS après inversion sont de 1.53 ns et 1.46 ns pour les sous séries 1 et 2, respectivement. Nous avons donc une erreur sur le résidu RMS allant de 4 à 9%. Dans la suite, la précision sur le résidu RMS des modèles estimés sera de $\pm 10\%$.

Influence de certains paramètres sur le résultat Nous avons inversé l'ensemble des données en fixant certains paramètres du modèle initial (tableau 5.1) afin de voir l'influence sur le processus d'inversion. Nous avons procédé à deux inversions en fixant tout d'abord la vitesse de la deuxième couche à $V=0.05$ m/ns, puis en fixant la vitesse de la quatrième couche à $V=0.105$ m/ns. Pour l'inversion, les autres couches gardent les mêmes caractéristiques du modèle initial présenté au tableau 5.1.

Les résultats obtenus sont présentés en figure 5.5. En fixant la vitesse dans la 2ème couche, les effets sur le modèle inverse ne sont pas significatifs. Nous retrouvons à peu près le même

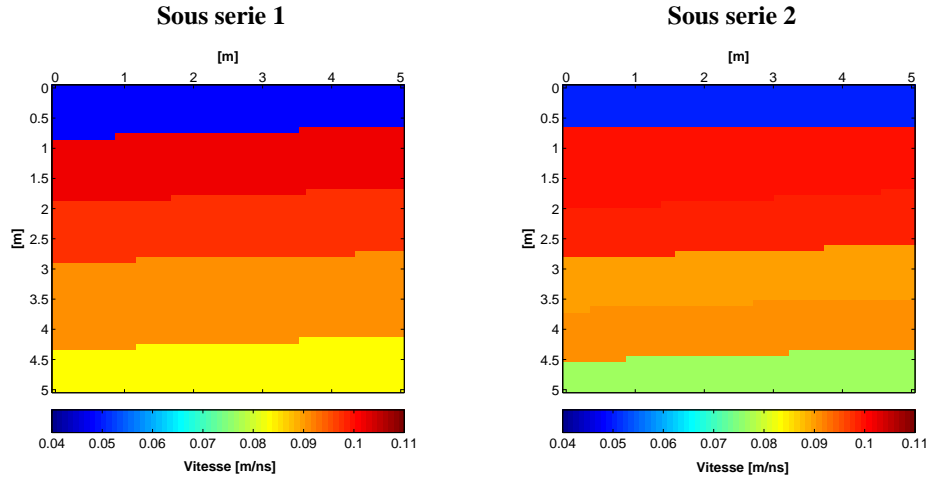


FIG. 5.4 – Modèles obtenus après inversion des deux sous séries de données pour le panneau 5/10

modèle qu'en figure 5.2(a). Très peu de rais passe dans cette 2ème couche qui n'est pas bien contrainte. Donc, la vitesse dans la 2ème couche n'est pas bien estimée.

Par contre, le modèle obtenu après avoir fixé la vitesse de la 4ème couche à 0.105 m/ns, est complètement différent du modèle précédent. Sans contrainte sur la 4ème couche nous obtenions une vitesse de 0.099 m/ns. En faisant varier la vitesse d'environ 6% (0.105 au lieu de 0.099 m/ns), nous modifions complètement le résultat. On peut penser que l'estimation de la vitesse dans cette couche est raisonnable et que sa précision est inférieure à 6%.

En observant la distribution des résidus (figure 5.6), pour une variation de vitesse dans la 4ème couche, nous observons des résidus élevés entre 1 m et 3 m de profondeur alors que cette distribution reste inchangée en fixant la vitesse dans la 2ème couche (zone délimitée par un carré rouge en figure 5.6(b)).

Nous avons fait cette analyse sur les vitesses de chaque couche, afin d'évaluer leur précision.

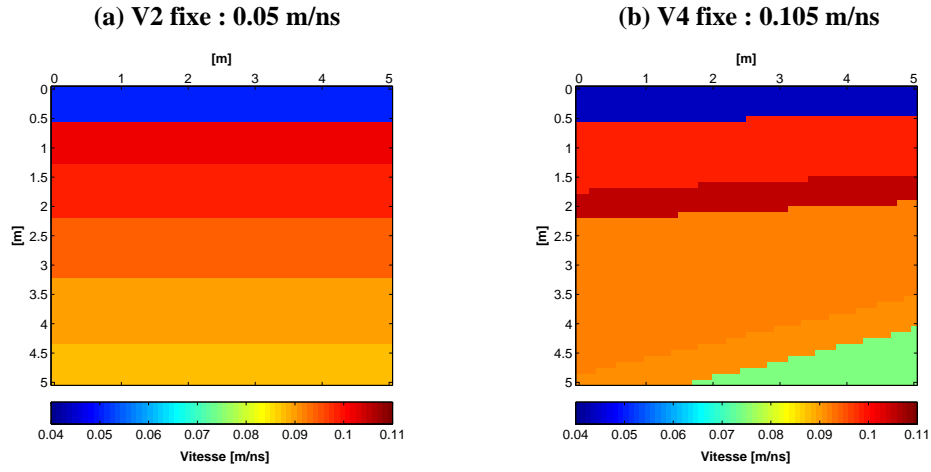


FIG. 5.5 – Modèles obtenus après inversion du panneau 5/10 en ayant fixé (a) $V_2=0.05$ m/ns et (b) $V_4=0.105$ m/ns

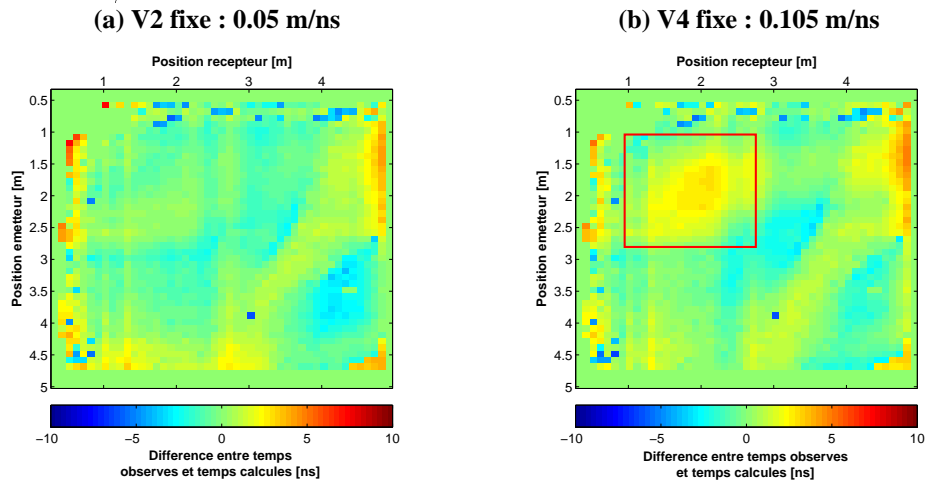


FIG. 5.6 – Distribution des résidus après inversion du panneau 5/10 en ayant fixé (a) $V_2=0.05$ m/ns et (b) $V_4=0.105$ m/ns

Test de sensibilité sur les paramètres Le but de cette analyse est d'observer si les paramètres obtenus après inversion sont des minima globaux ou plutôt locaux. Les paramètres du modèle (figure 5.2(b)) seront modifiés aux alentours des valeurs optimales et nous observerons l'effet de ces faibles variations sur l'erreur RMS ; sachant que l'erreur RMS vaut 1.41 ns. Nous avons appliqué ce test à la quatrième couche du modèle ($V=0.099$ m/ns, $Ep_5=1.40$ m et $Ep_{10}=1.14$ m, avec Ep_5 : épaisseur au puits 5 et Ep_{10} : épaisseur au puits 10). Si on estime que la précision sur le résidu RMS est de $\pm 10\%$, soit un résidu compris entre 1.27 et 1.55 ns, on peut déterminer l'intervalle de vitesse tel que l'erreur RMS reste dans cette fourchette. Les résultats de cette analyse sont présentés en figure 5.7.

En appliquant une variation de $\pm 10\%$ sur la vitesse de la couche 4, on observe que la valeur minimale de l'erreur RMS est de 1.41 ns pour $V=0.099$ m/ns (figure 5.7(a)). Il semble que la vitesse obtenue après inversion dans cette couche soit la valeur optimale. Pour un résidu RMS de 1.41 ns $\pm 10\%$, nous obtenons une vitesse de 0.099 m/ns $\pm 3\%$. Pour les épaisseurs, nous avons également appliqué une variation de $\pm 10\%$ sur Ep5 et Ep10. Les épaisseurs déterminées à partir de notre méthodologie semblent être les valeurs optimales (figure 5.7(b)). Nous pouvons noter que l'augmentation du pendage influence très peu la variation du résidu RMS.

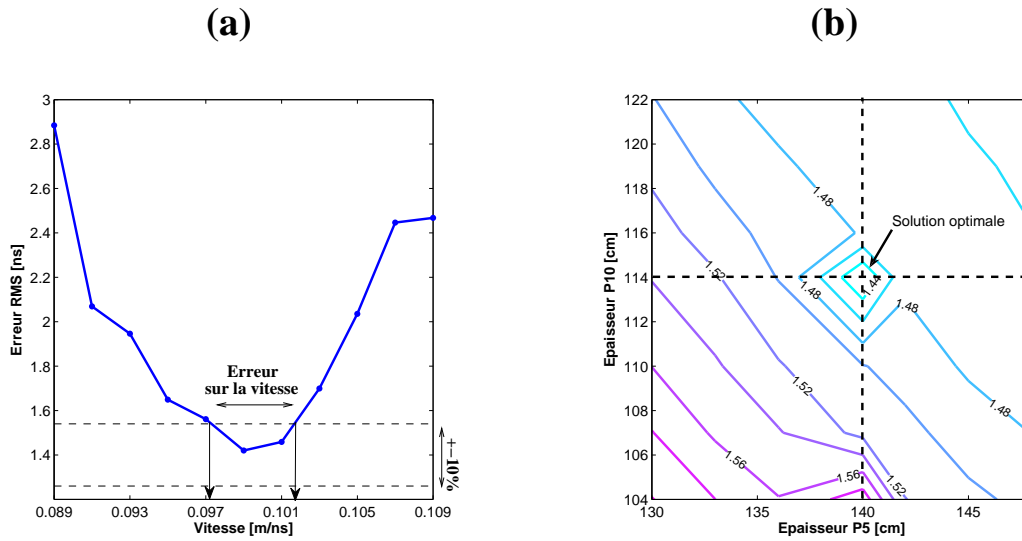


FIG. 5.7 – Test de sensibilité appliqué à la couche 4 du modèle inverse avec $V=0.099$ m/ns, $Ep5=1.40$ m et $Ep10=1.14$ m (a) variation de l'erreur RMS en fonction de la vitesse (b) variation de l'erreur RMS en fonction des épaisseurs

5.1.2 Période sèche

Les données acquises en période sèche pour le panneau 5/10 ont été inversées. Comme en période humide, nous déterminons le modèle initial à partir des rais ZOP (figure 5.8(a)). Le modèle initial est composé de 9 couches. Les trois premières couches sont équivalentes au modèle initial déterminé pour la période humide. Entre 1 m et 3.4 m de profondeur, le modèle initial est composé de 4 couches avec des vitesses comprises entre 0.09 et 0.12 m/ns. Les vitesses des deux dernières couches sont équivalentes au modèle initial en période humide. Les caractéristiques du modèle initial sont présentées en annexe A.

Nous avons inversé les deux séries de données acquises en période sèche : émetteur dans puits 10 et émetteur dans puits 5, en se basant sur le même modèle initial. Les modèles inverses sont présentés en figure 5.8(b) et les caractéristiques des modèles sont présentées en annexe B. Après inversion, les deux modèles comportent 7 couches, la première couche étant l'air.

Si l'émetteur se situe dans le puits 10, la vitesse de la deuxième couche est de 0.04 m/ns alors qu'elle est de 0.055 m/ns quand l'émetteur se trouve dans le puits 5. Pour les deux acquisitions, on trouve à peu près la même vitesse dans la troisième couche et une zone à forte vitesse entre 1.7 m et 3.5 m de profondeur, sachant que les vitesses maximales sont de 0.119 m/ns et 0.113 m/ns pour les acquisitions EPcom10 et EPcom5 (partie 3.2.2 page 34), respectivement. On note également, que la vitesse diminue au-dessous de 3.5 m de profondeur. Cette diminution serait liée au toit de la nappe qui se situe à 3.4 m de profondeur.

Après inversion l'erreur RMS est de 1.8 ns quand l'émetteur se trouve dans le puits 10 et il vaut 2.6 ns quand l'émetteur est dans le puits 5. Nous avons représenté la moyenne des résidus entre temps observés et temps calculés pour chaque position émetteur (figure 5.8(c)). Les résidus sont plus élevés pour les positions émetteur proches de la surface. Pour le cas où l'émetteur se situe dans le puits 5, nous voyons que ces résidus varient entre -3 ns et 3 ns. On trouve deux points de tir anomaux à 0.4 m et 3.9 m de profondeur. Ces points de tir anomaux peuvent être la cause de la différence de RMS entre les deux acquisitions. Si nous observons cette fois-ci la distribution des résidus en fonction des positions émetteur et récepteur en figure 5.8(d), nous confirmons le fait que les résidus sont élevés quand les antennes sont proches de la surface.

La distribution des résidus pour l'acquisition EPcom10 semble également présenter une certaine organisation entre 3.5 m et 5 m de profondeur comme pour l'acquisition en période humide.

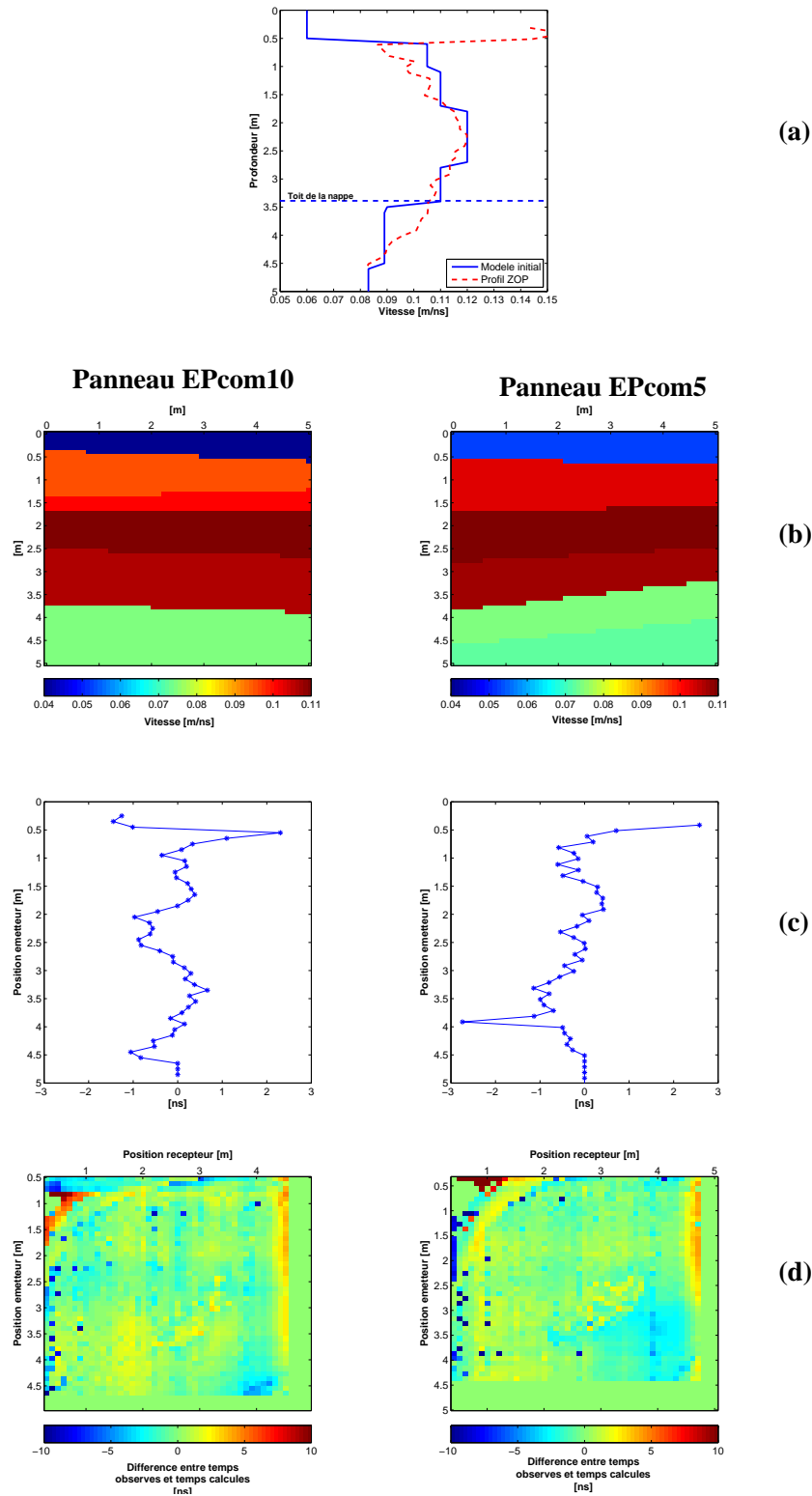


FIG. 5.8 – Résultats obtenus après inversion du panneau tomographique 5/10 en période sèche (EPcom10 : émetteur commun dans puits 10 et EPcom5 : émetteur commun dans puits 5) (a) Détermination du modèle initial (b) Modèle inverse (c) Moyenne des différences entre temps observés et calculés pour chaque position émetteur (d) Différence entre temps observés et calculés pour chaque position émetteur et récepteur

5.1.3 Comparaison entre périodes humide et sèche

Afin de mieux visualiser la différence de vitesse entre les périodes humide et sèche, nous déterminons des profils de vitesse pour chaque acquisition. Pour cela, nous nous positionnons au centre de chaque panneau tomographique (à 2.5 m) et nous observons la variation de vitesse en fonction de la profondeur. La figure 5.9 présente la comparaison des différents profils. Pour la même acquisition en périodes humide et sèche, c'est-à-dire émetteur commun dans puits 10, les vitesses entre 0 et 1 m de profondeur et au-dessous de 3.4 m profondeur sont du même ordre de grandeur. Par contre, on observe une importante différence de vitesse dans la zone de battement de la nappe entre 1 m et 3.4 m de profondeur. Sur les profils de vitesse, nous avons rajouté les incertitudes sur les vitesses, sauf pour la première couche où l'incertitude est trop importante ; cette dernière étant très mal contrainte.

La méthode proposée permet de visualiser la zone de battement de la nappe. Par contre, nous n'avons pas d'éléments de comparaison pour l'acquisition émetteur commun dans le puits 5. Il aurait été intéressant de voir l'effet de la géométrie sur les modèles inverses. Pour l'instant, la différence entre les acquisitions EPcom10 et EPcom5 ne peuvent s'expliquer que par le traitement des données.

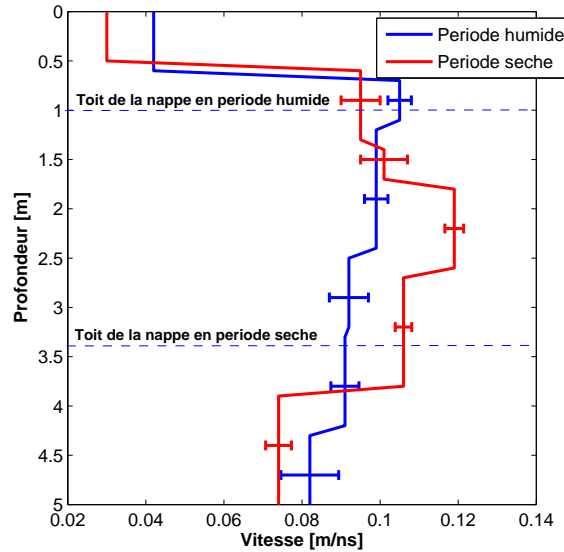


FIG. 5.9 – Comparaison de la vitesse entre période humide et période sèche au milieu du panneau 5/10

5.2 Inversion des autres panneaux tomographiques

Les figures 5.10, 5.11 et 5.12 présentent l'inversion des panneaux tomographiques 10/15 au 45/50, en période humide et pour l'acquisition puits/puits. Tout d'abord, nous déterminons le modèle de vitesse initial à partir des trajectoires ZOP. Puis, nous présentons les modèles inverses. Enfin, nous décrivons comment varie la moyenne des résidus pour chaque point de tir (position émetteur) et comment se répartissent les résidus en fonction des positions émetteur et récepteur.

L'annexe A récapitule les caractéristiques des modèles initiaux utilisés pour l'inversion des panneaux tomographiques. Tous les modèles initiaux sont composés de 8 couches, la première étant l'air. La deuxième couche a été fixée arbitrairement (0.06 m/ns) car il n'y avait pas de rais ZOP exploitables dans cette zone.

Les modèles obtenus après inversion comportent entre 7 et 8 couches. En partant du puits 5 vers le puits 50, les vitesses tendent à diminuer.

Le tableau 5.4 donne les résidus RMS après inversion pour chaque panneau tomographique. Le panneau 5/10 a le résidu le plus faible. Cette faible valeur de résidu s'explique par le fait que l'épaisseur de la couche superficielle atténuante est moins importante entre les puits 5 et 10. Le panneau 25/30 a l'erreur RMS la plus élevée avec une valeur de 3.23 ns. Pour ce panneau, les points de tir entre 0 et 1.10 m ont des résidus élevés certainement dus à l'épaisseur de la couche atténuante en surface qui a augmenté.

Nous notons que quelque soit le panneau tomographique, les résidus sont élevés pour les positions émetteur et récepteur proches de la surface.

Panneau	5/10	10/15	15/20	20/25	25/30	30/35	35/40	40/45	45/50
Résidu RMS [ns]	1.41	2.46	2.44	2.67	3.23	2.91	2.77	2.70	2.88

TAB. 5.4 – Résidus RMS obtenus après inversion des données puits/puits en période humide

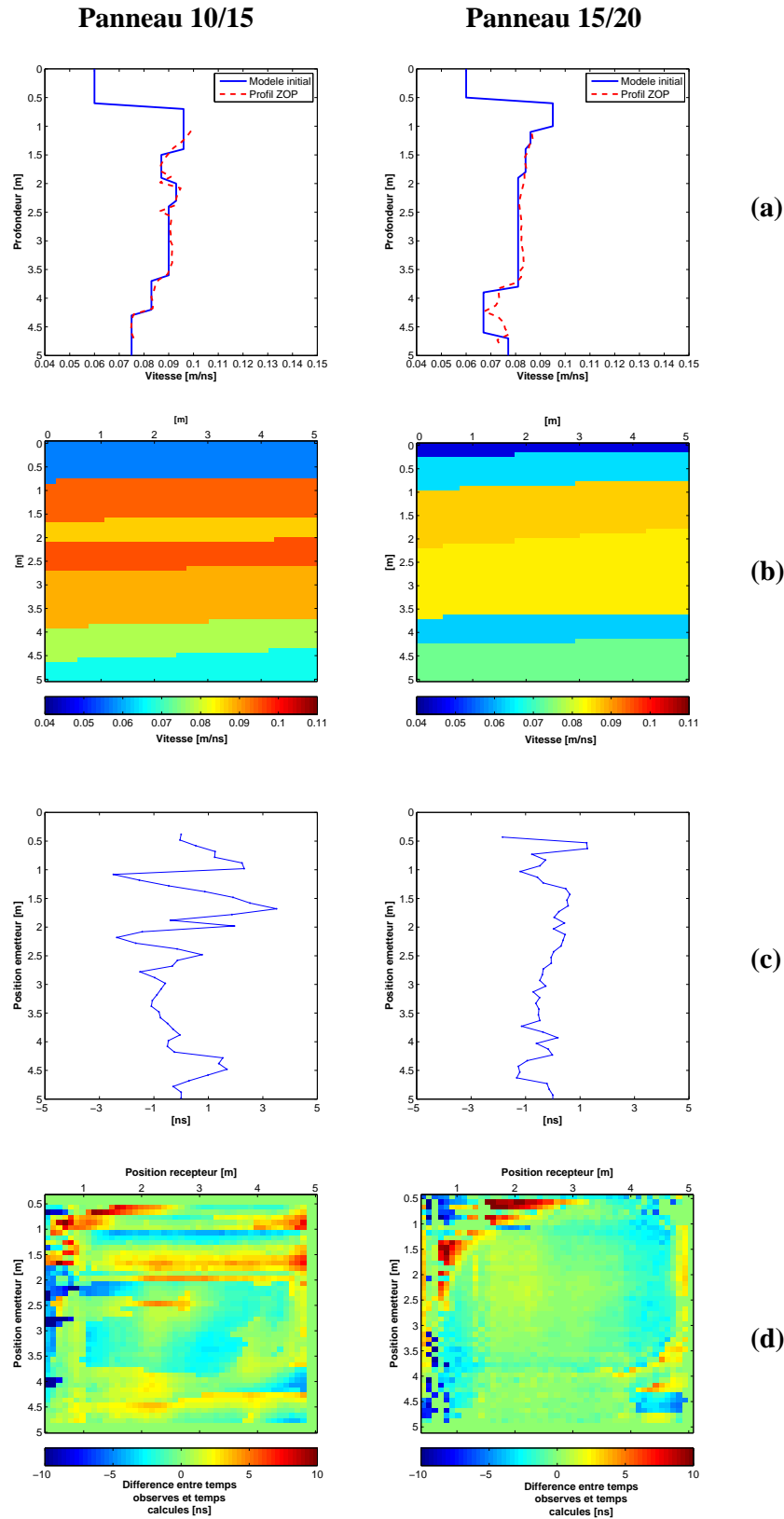


FIG. 5.10 – Résultats obtenus après inversion des panneaux tomographiques 10/15 et 15/20 de façon individuelle en période humide

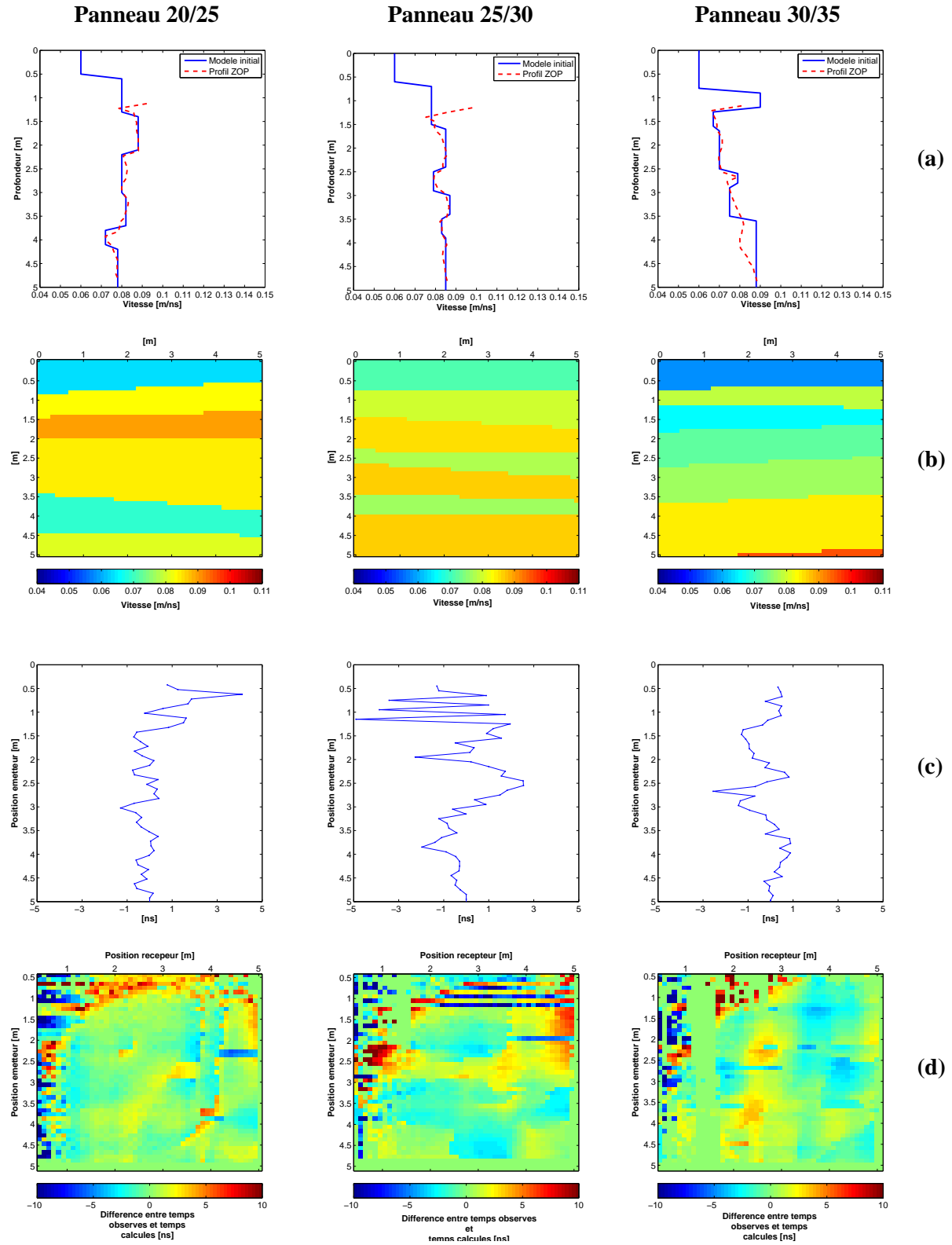


FIG. 5.11 – Résultats obtenus après inversion des panneaux tomographiques 20/25, 25/30 et 30/35 de façon individuelle en période humide

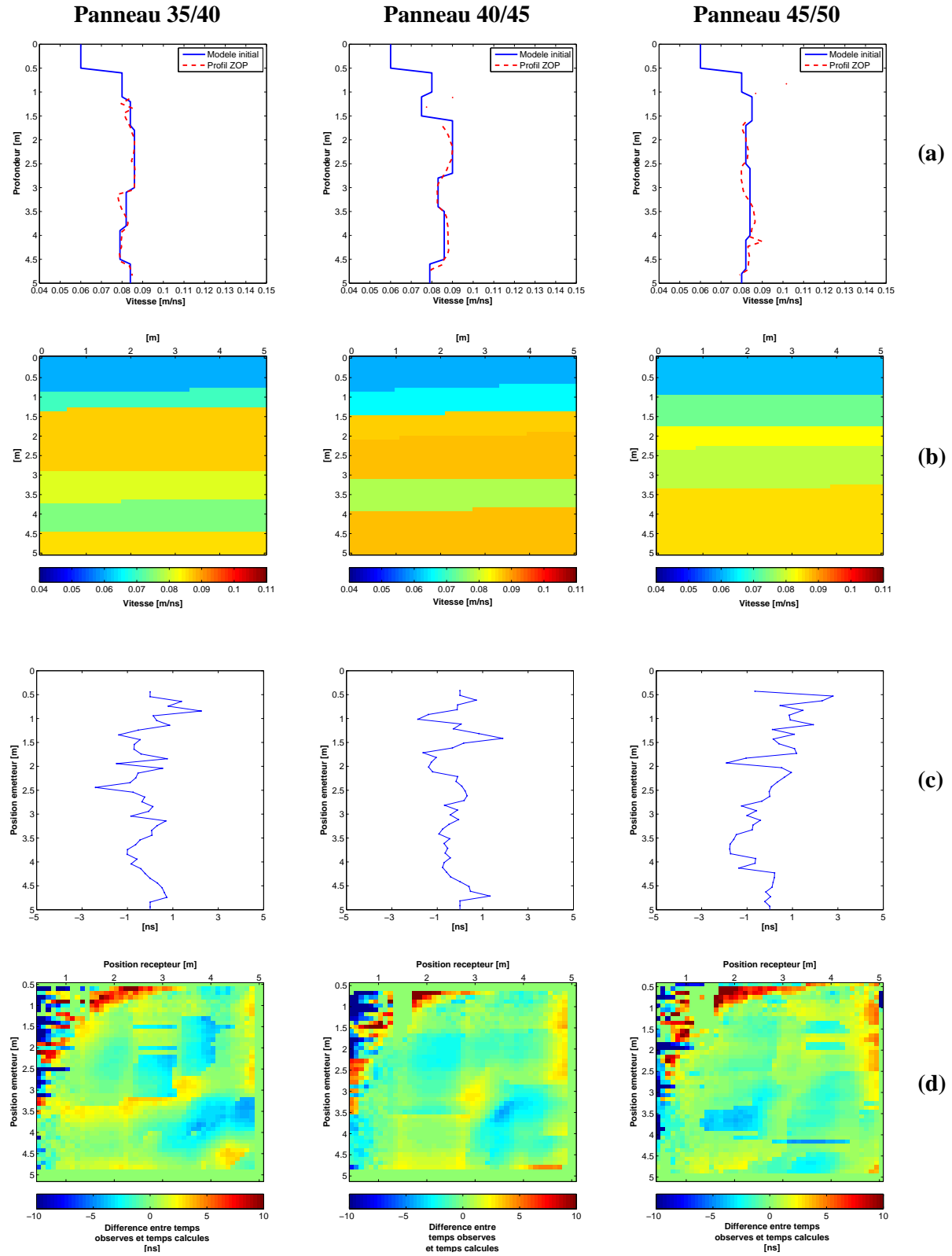


FIG. 5.12 – Résultats obtenus après inversion des panneaux tomographiques 35/40, 40/45 et 45/50 de façon individuelle en période humide

5.3 Intégration des données surface/puits dans l'inversion

Nous avons modifié notre méthodologie afin de prendre en compte les données surface/puits dans l'inversion. Le rajout de ces données va nous permettre de mieux contraindre les premières couches du modèle. Les données surface/puits ont été pointées de la même façon que les données puits/puits, à partir de la méthode semi-automatique (partie 3.3.2, page 38).

Les données inversées ne concernent que la période humide. Les modèles obtenus après inversion sont présentés dans les figures 5.13, 5.14, 5.15, 5.16, 5.17, 5.18, 5.19 et 5.20. Cette analyse n'a pas été faite pour le panneau 45/50 car les données surface/puits n'ont pu être exploitées.

Pour cette inversion, les modèles initiaux n'ont pas été modifiés (annexe A) et ont été déterminés à partir des rais ZOP.

5.3.1 Résultats de l'inversion

Les caractéristiques des modèles obtenus après inversion sont présentées en annexe C. Les modèles inverses comptent 7 à 8 couches (couche d'air comprise). Comme précédemment les vitesses tendent à diminuer du puits 5 vers le puits 45.

Du puits 5 jusqu'au puits 20, l'épaisseur de la couche superficielle atténuante est de l'ordre de 0.50 m avec une vitesse variant de 0.05 à 0.06 m/ns. À partir du puits 20 et jusqu'au puits 45, l'épaisseur de cette couche augmente (1 m à 1.5 m) et sa vitesse est comprise entre 0.06 et 0.078 m/ns.

Si nous observons la distribution des résidus pour chaque acquisition, nous notons pour l'acquisition puits/puits, la même distribution que lors de l'inversion précédente. Les résidus RMS pour chaque inversion sont présentés dans le tableau 5.5.

Panneau	5/10	10/15	15/20	20/25	25/30	30/35	35/40	40/45
Résidu [ns]	2.77	2.96	3.40	2.90	3.70	3.33	3.20	3.00

TAB. 5.5 – Résidus RMS obtenus après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits en période humide

5.3.2 Discussion

En figure 5.21, nous comparons les modèles obtenus après inversion des données puits/puits et après inversion simultanée des données puits/puits (P/P) et surface/puits (S/P), pour chaque panneau tomographique. En considérant les données S/P pour le panneau 5/10, la vitesse en surface est de 0.05 m/ns alors que sans ces données elle était de 0.042 m/ns. La vitesse diminue au-dessous de 1 m de profondeur (position de la nappe alluviale).

En intégrant les données S/P à l'inversion, nous retrouvons des modèles proches des inversions précédentes. Nous observons principalement, une variation de vitesse dans les couches superficielles.

Le panneau 25/30 a toujours le résidu RMS le plus grand de 3.70 ns. Cette valeur n'est pas très éloignée de l'inversion précédente où elle était de 3.23 ns.

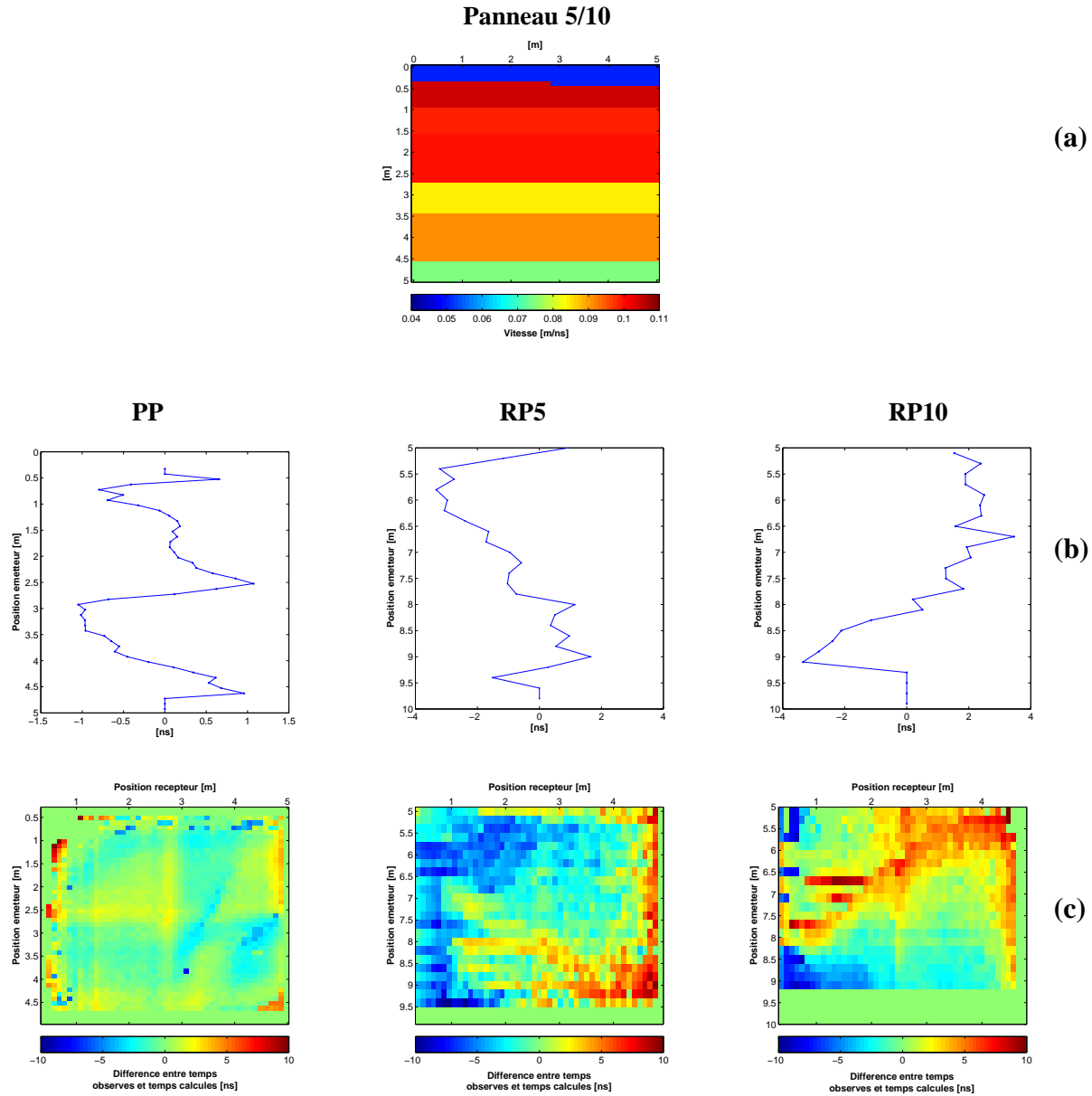


FIG. 5.13 – Modèle obtenu pour le panneau 5/10 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP5 : récepteur dans puits 5 et émetteur en surface, et RP10 : récepteur dans puits 10 et émetteur en surface)

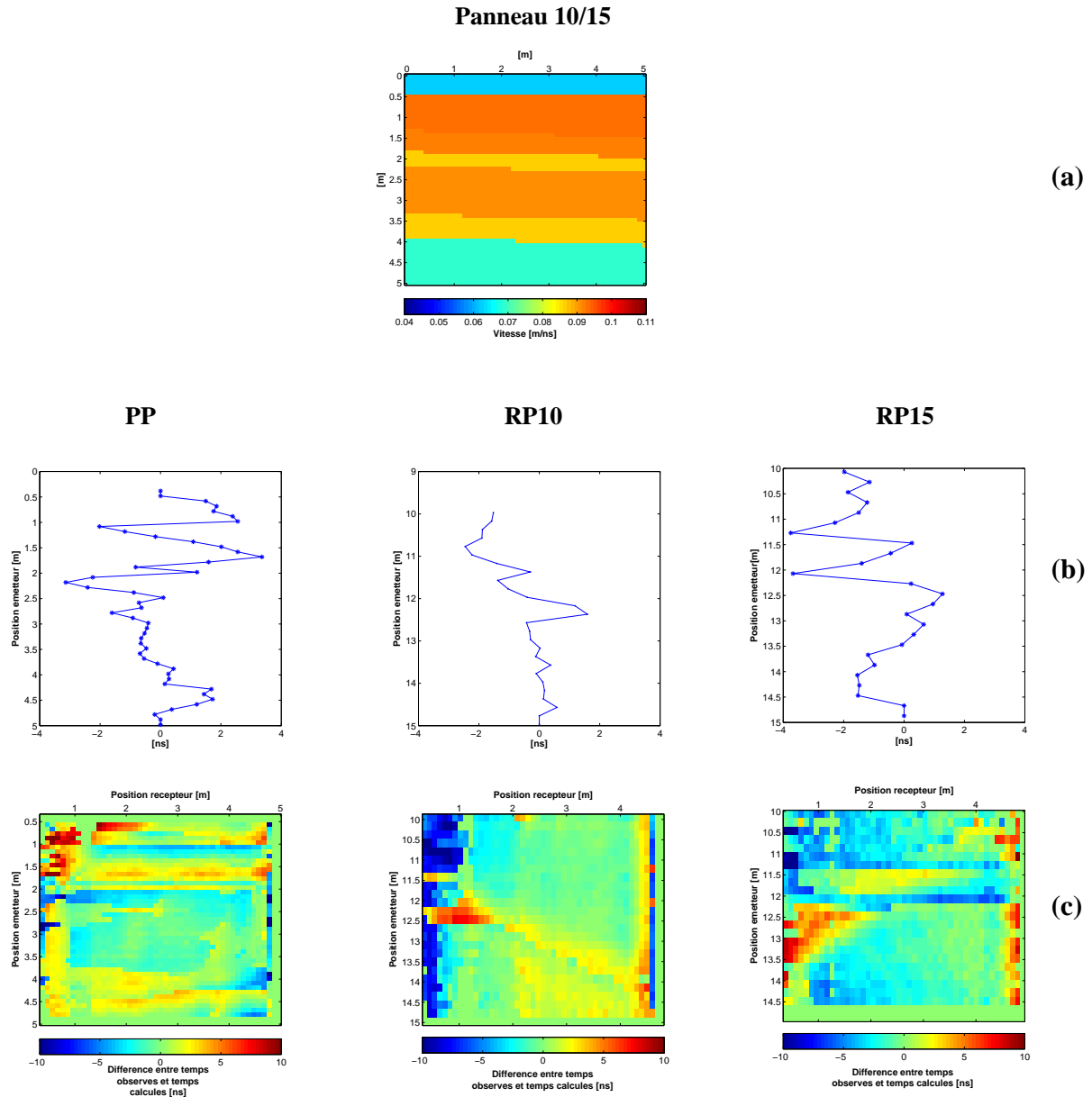


FIG. 5.14 – Modèle obtenu pour le panneau 10/15 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP10 : récepteur dans puits 10 et émetteur en surface, et RP15 : récepteur dans puits 15 et émetteur en surface)

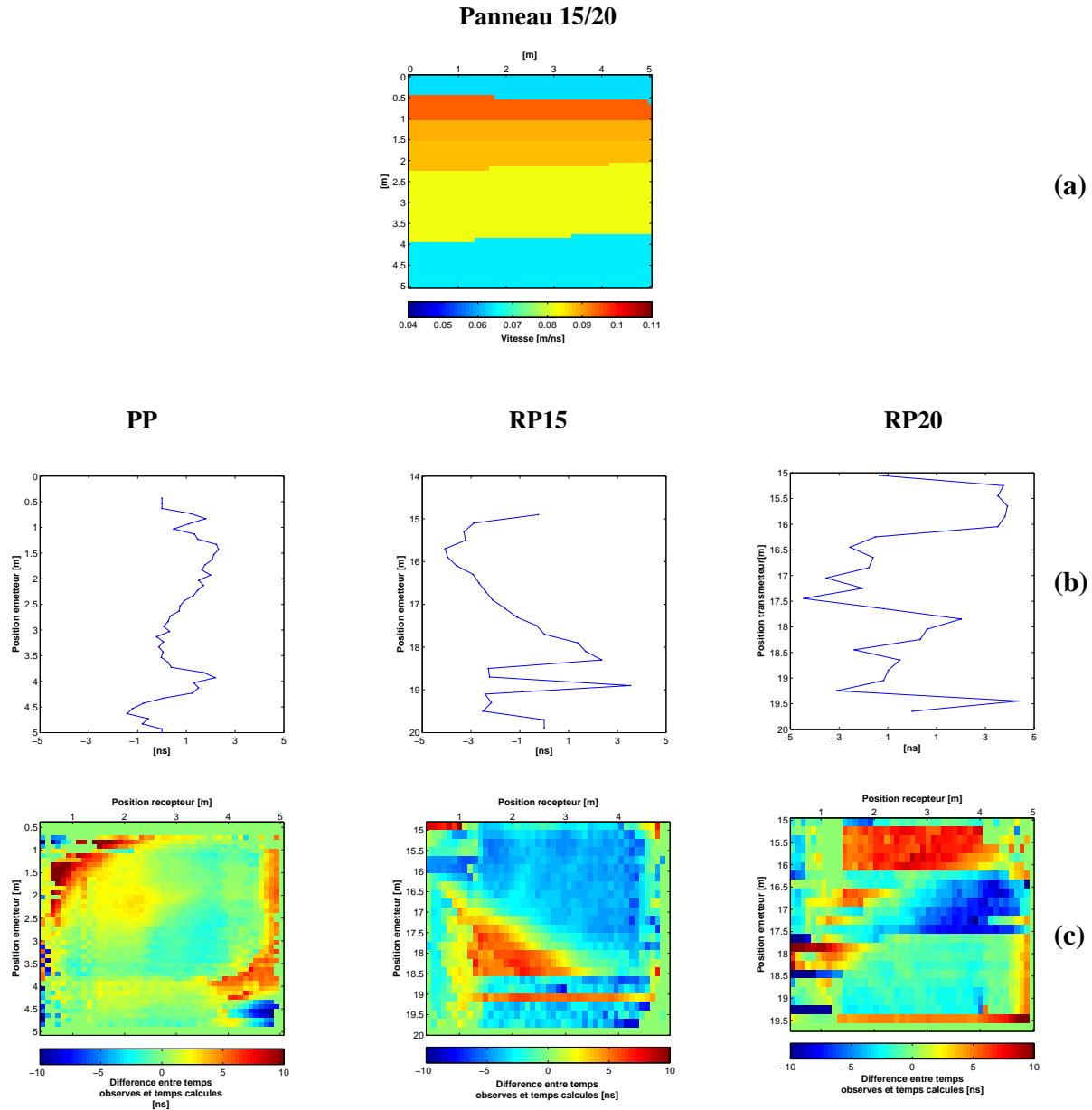


FIG. 5.15 – Modèle obtenu pour le panneau 15/20 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP15 : récepteur dans puits 15 et émetteur en surface, et RP20 : récepteur dans puits 20 et émetteur en surface)

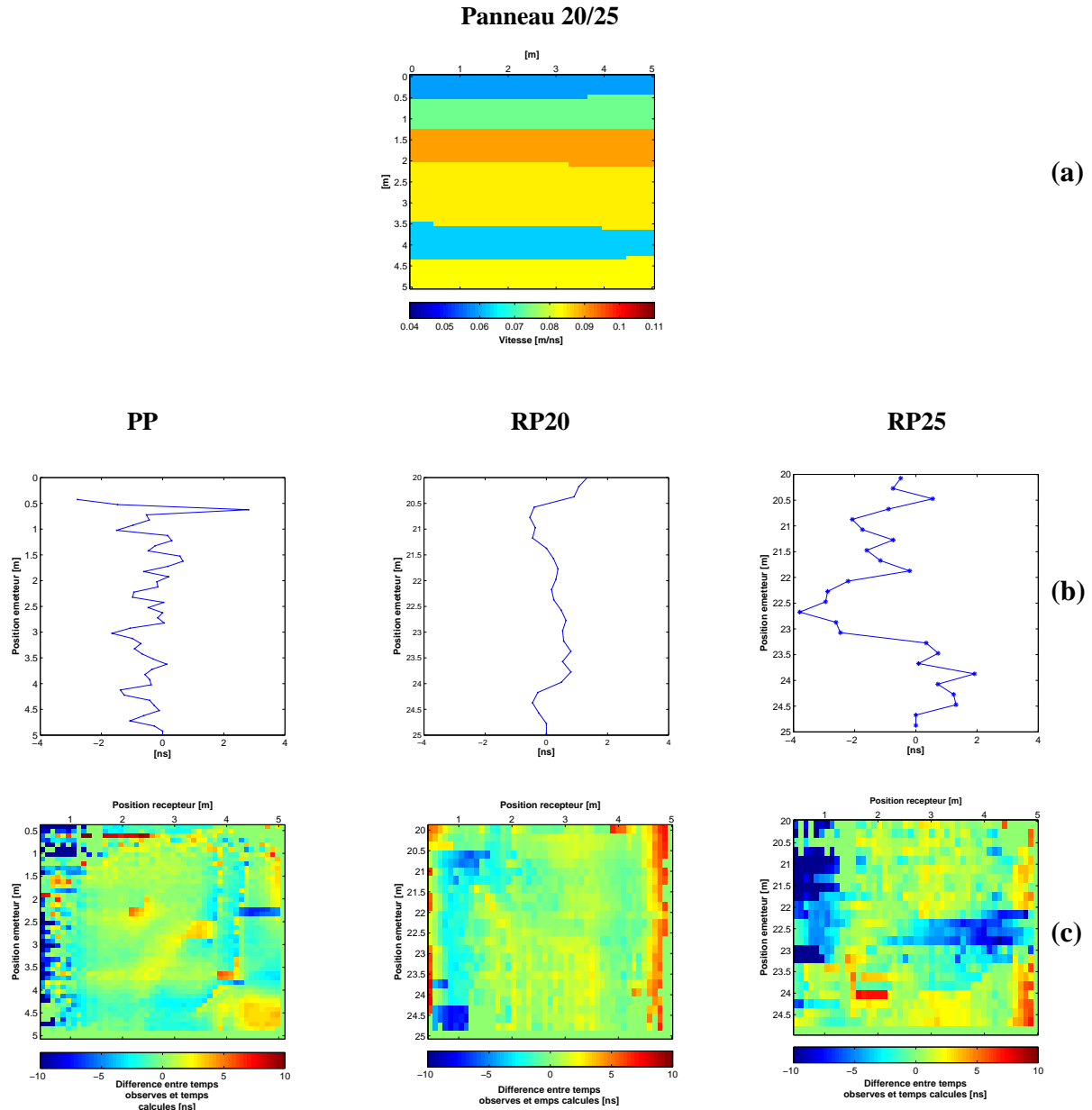


FIG. 5.16 – Modèle obtenu pour le panneau 20/25 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP20 : récepteur dans puits 20 et émetteur en surface, et RP25 : récepteur dans puits 25 et émetteur en surface)

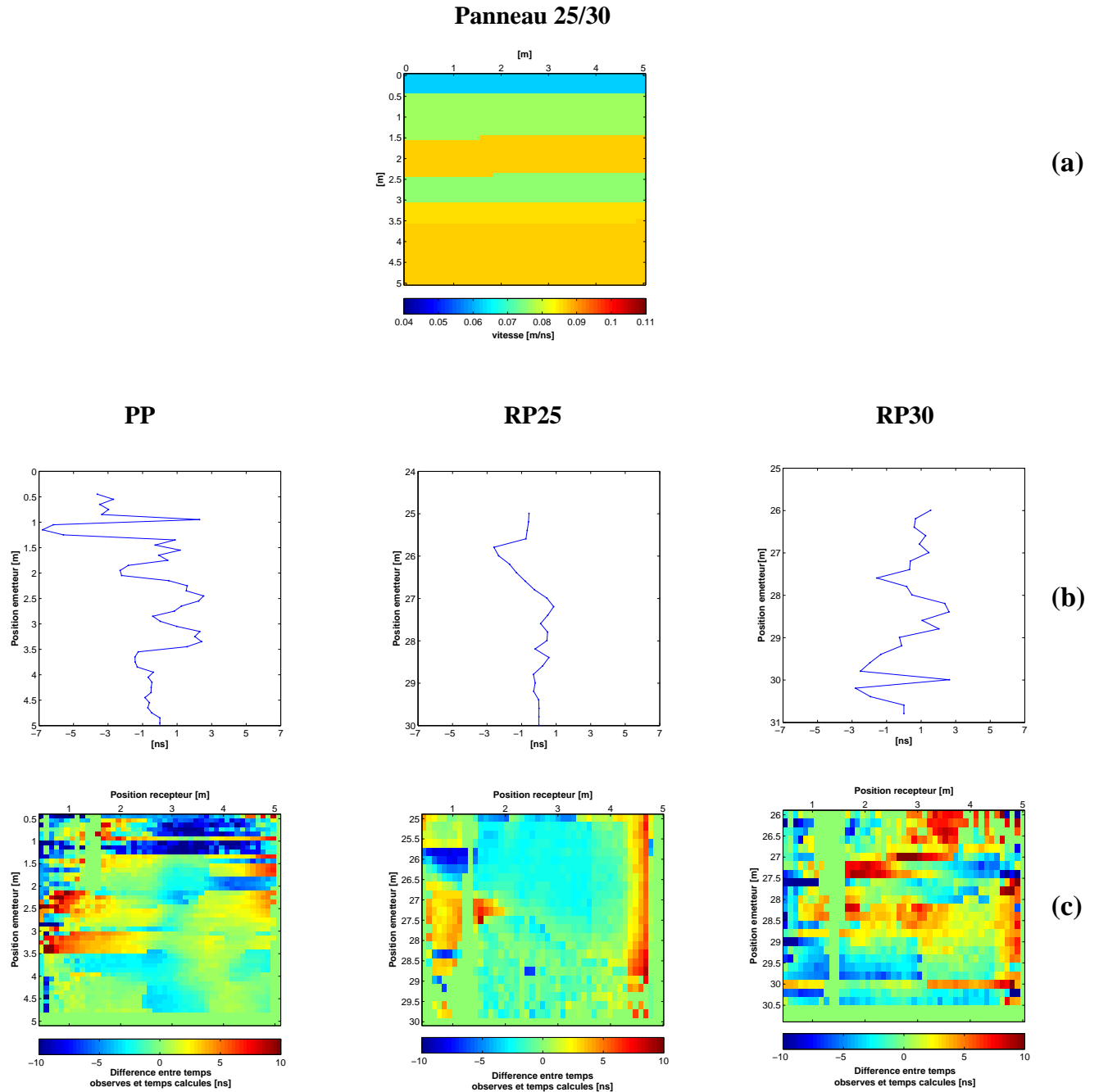


FIG. 5.17 – Modèle obtenu pour le panneau 25/30 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP25 : récepteur dans puits 25 et émetteur en surface, et RP30 : récepteur dans puits 30 et émetteur en surface)

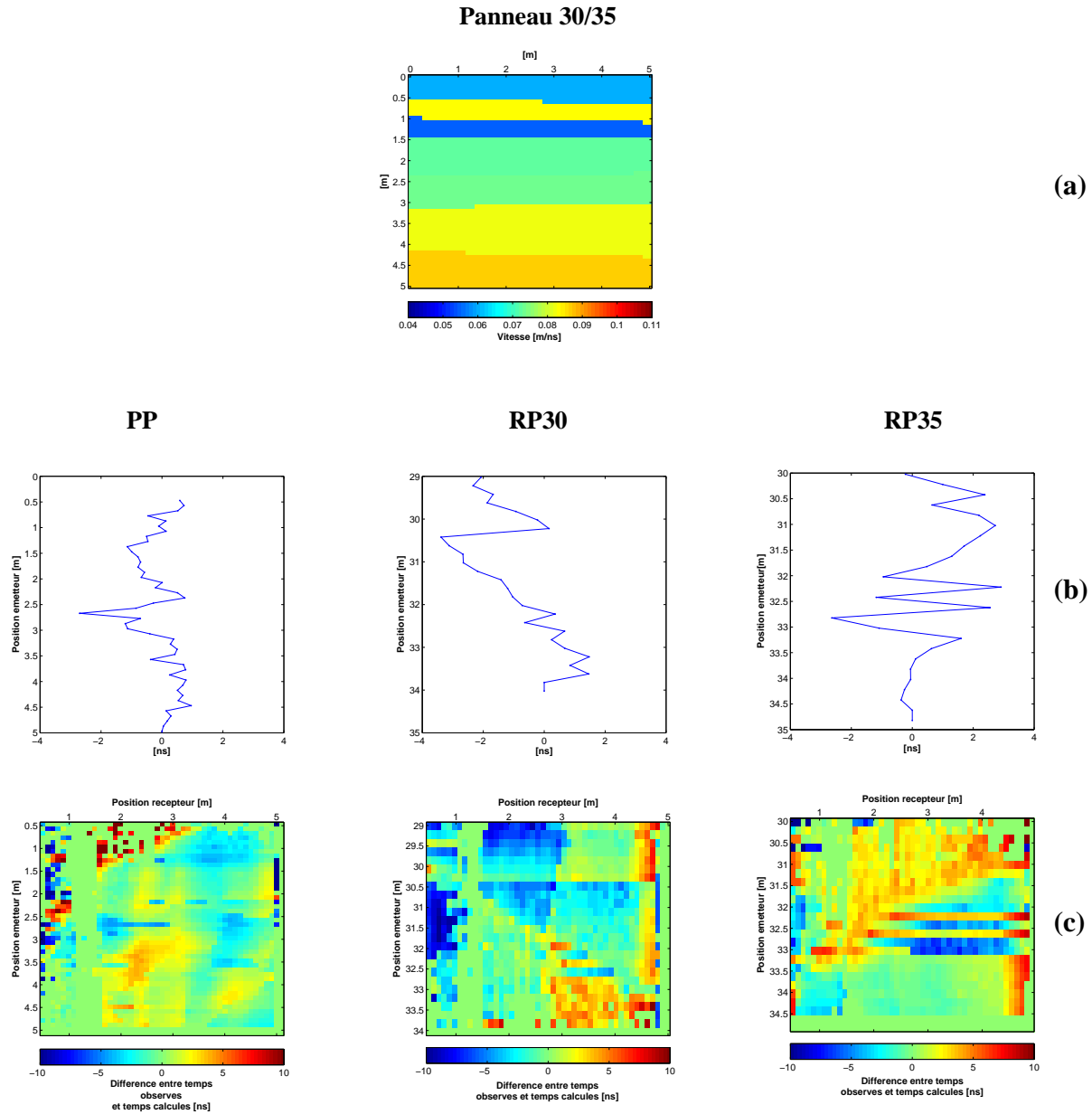


FIG. 5.18 – Modèle obtenu pour le panneau 30/35 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP30 : récepteur dans puits 30 et émetteur en surface, et RP35 : récepteur dans puits 35 et émetteur en surface)

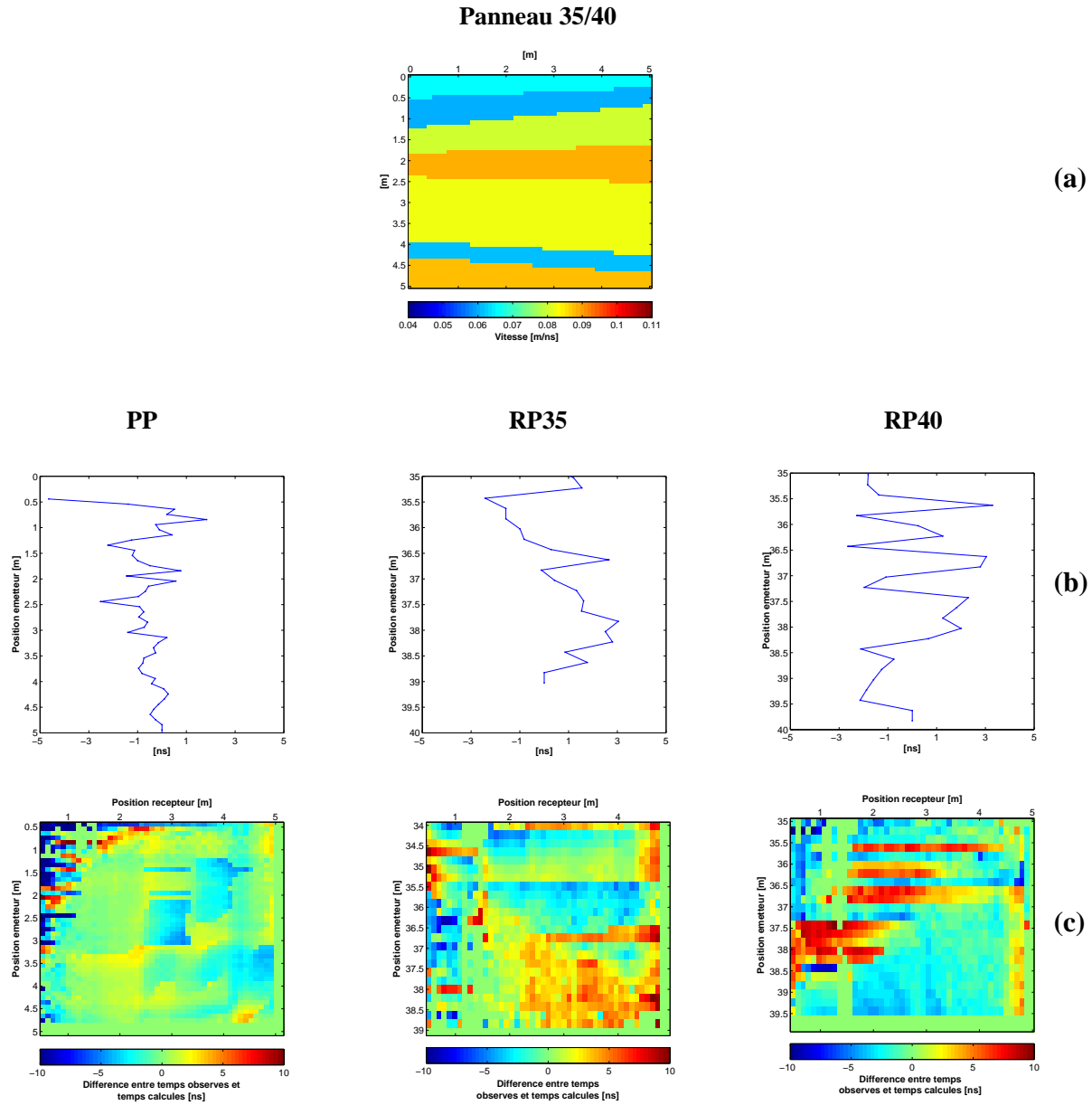


FIG. 5.19 – Modèle obtenu pour le panneau 35/40 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP35 : récepteur dans puits 35 et émetteur en surface, et RP40 : récepteur dans puits 40 et émetteur en surface)

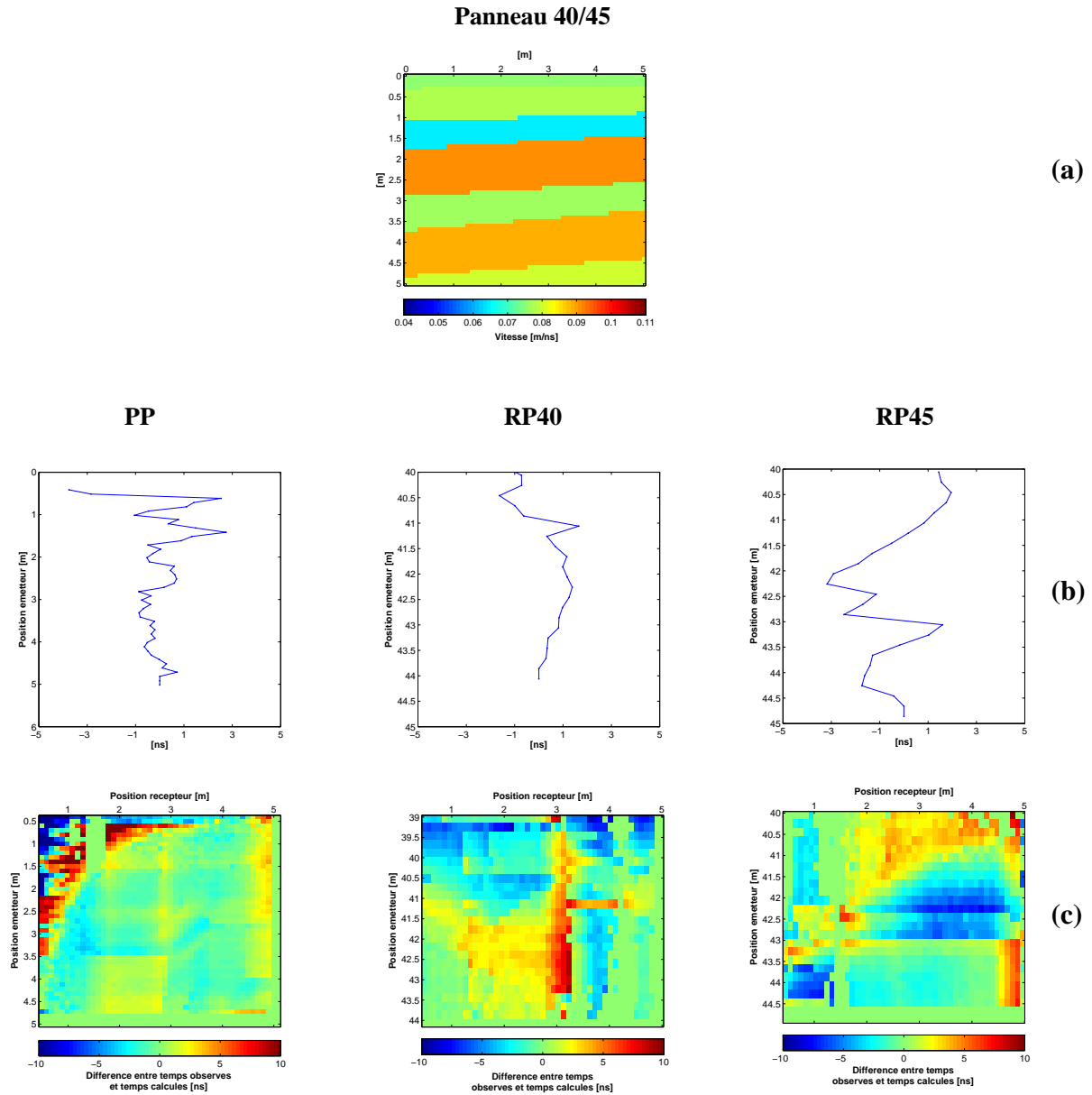


FIG. 5.20 – Modèle obtenu pour le panneau 40/45 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP40 : récepteur dans puits 40 et émetteur en surface, et RP45 : récepteur dans puits 45 et émetteur en surface)

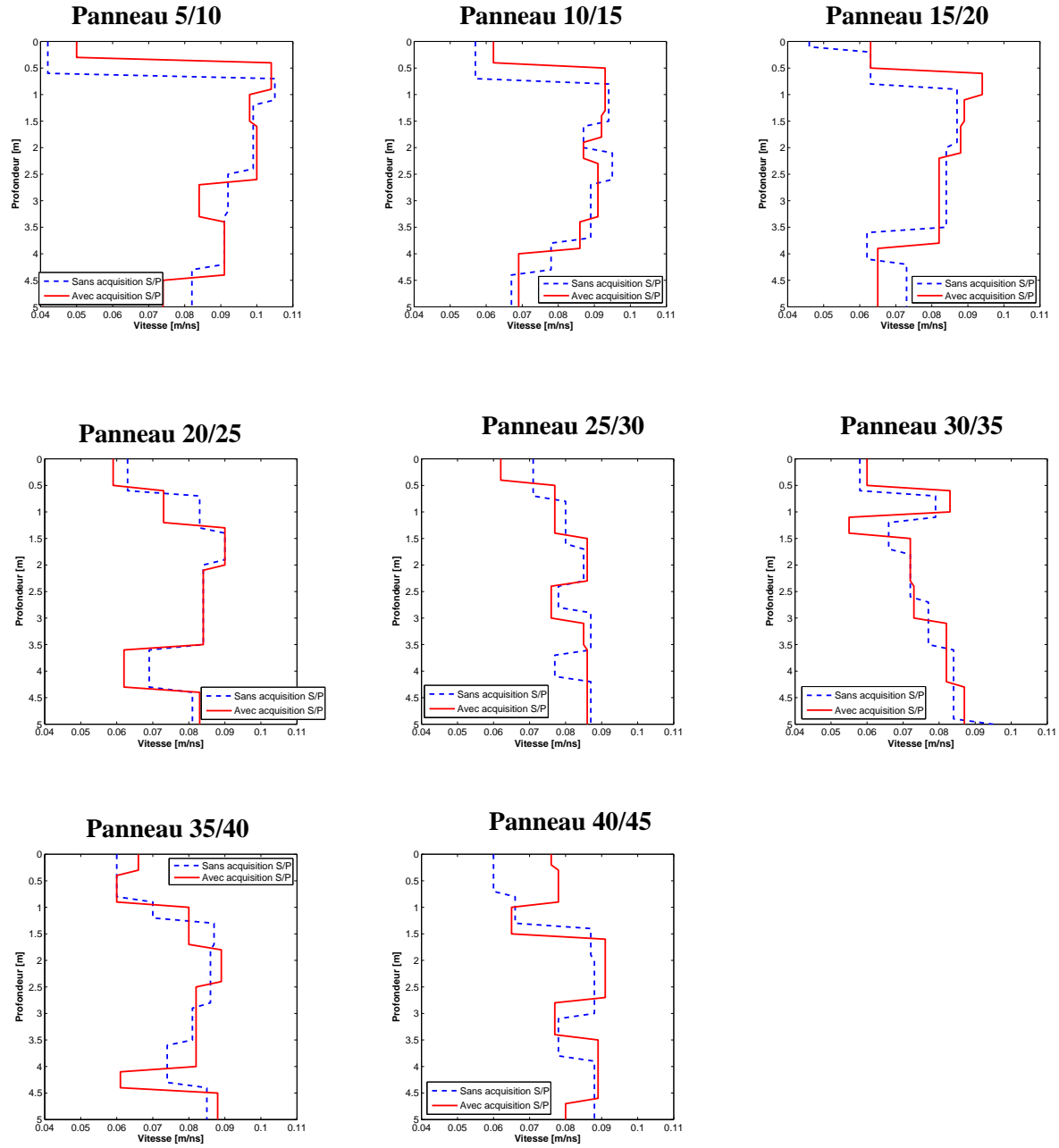


FIG. 5.21 – Comparaison en profil de vitesse entre le modèle obtenu par inversion des données puits/puits et le modèle obtenu par inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits au milieu des panneaux 5/10 à 40/45

Chapitre 6

Application de la méthodologie proposée aux données réelles : inversion simultanée de plusieurs panneaux contigus

Nous avons modifié notre méthodologie d'inversion afin d'étendre son application à l'inversion simultanée de plusieurs panneaux tomographiques contigus. Trois milieux vont être considérés : entre les puits 5 et 20 (panneau 5/20), entre les puits 20 et 35 (panneau 20/35) et entre les puits 35 et 50 (panneau 35/50). Tout d'abord, les différents panneaux seront inversés en utilisant la méthode proposée. Puis, nous inverserons les mêmes données à partir d'une méthode basée sur l'algorithme LSQR pour comparaison à nos résultats. Enfin, les modèles obtenus à partir de notre méthode seront également comparés aux résultats obtenus de l'acquisition GPR de surface (présentée en introduction).

6.1 Inversion simultanée de plusieurs panneaux tomographiques contigus

6.1.1 Détermination du modèle initial

Pour l'inversion de plusieurs panneaux, le modèle initial se base sur les données VRP en tête de puits. Les figures 6.1, 6.2 et 6.3 montrent la détermination des modèles initiaux et les caractéristiques de ces derniers sont présentées en annexe D. Les données VRP permettent de positionner en profondeur les interfaces. Elles correspondent à l'intersection entre l'onde montante (onde réfléchie) et l'onde descendante (onde transmise). À partir du pointé des VRP, un profil de vitesse est calculé (dz/dt). Sur ce profil, nous positionnons les interfaces déterminées dans un premier temps.

Le modèle initial du panneau 5/20 a été déterminé à partir des données VRP aux puits 5 et 20. Ce modèle comporte 8 couches dont la couche d'air. Les deuxième et troisième couches ont été choisies de façon arbitraire. En effet, à partir des VRP, on ne pouvait distinguer d'interfaces entre 0 et 1 m de profondeur. Pour le panneau 20/35, le modèle initial comporte également 8 couches. Par contre, les vitesses sont plus faibles que pour le profil 5/20. Enfin, le panneau 35/50 donne un modèle initial à 8 couches. Le VRP au puits 35 (figure 6.3) ne permet de positionner qu'une seule interface. Les autres profondeurs d'interfaces sont fournies à partir du VRP au puits 50. Le profil de vitesse pour le panneau 35/50, est plus bruité. Ces fortes variations sont certainement dues à l'épaisseur de la couche superficielle atténuante, qui augmente.

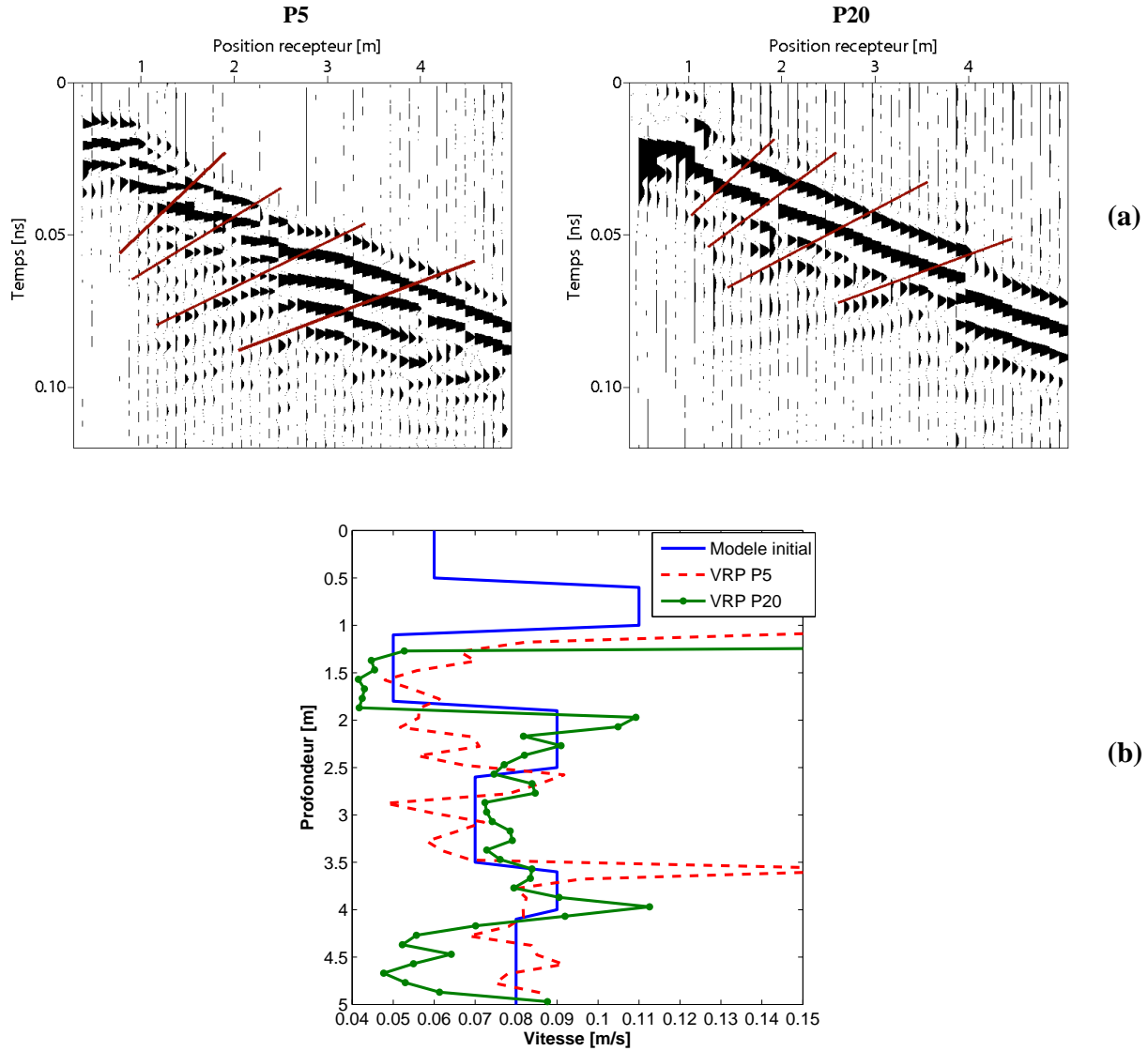


FIG. 6.1 – Détermination du modèle initial pour le panneau 5/20 à partir des données VRP
(a) Positions en profondeur des interfaces (b) Profils de vitesse aux puits 5 et 20 et modèle initial

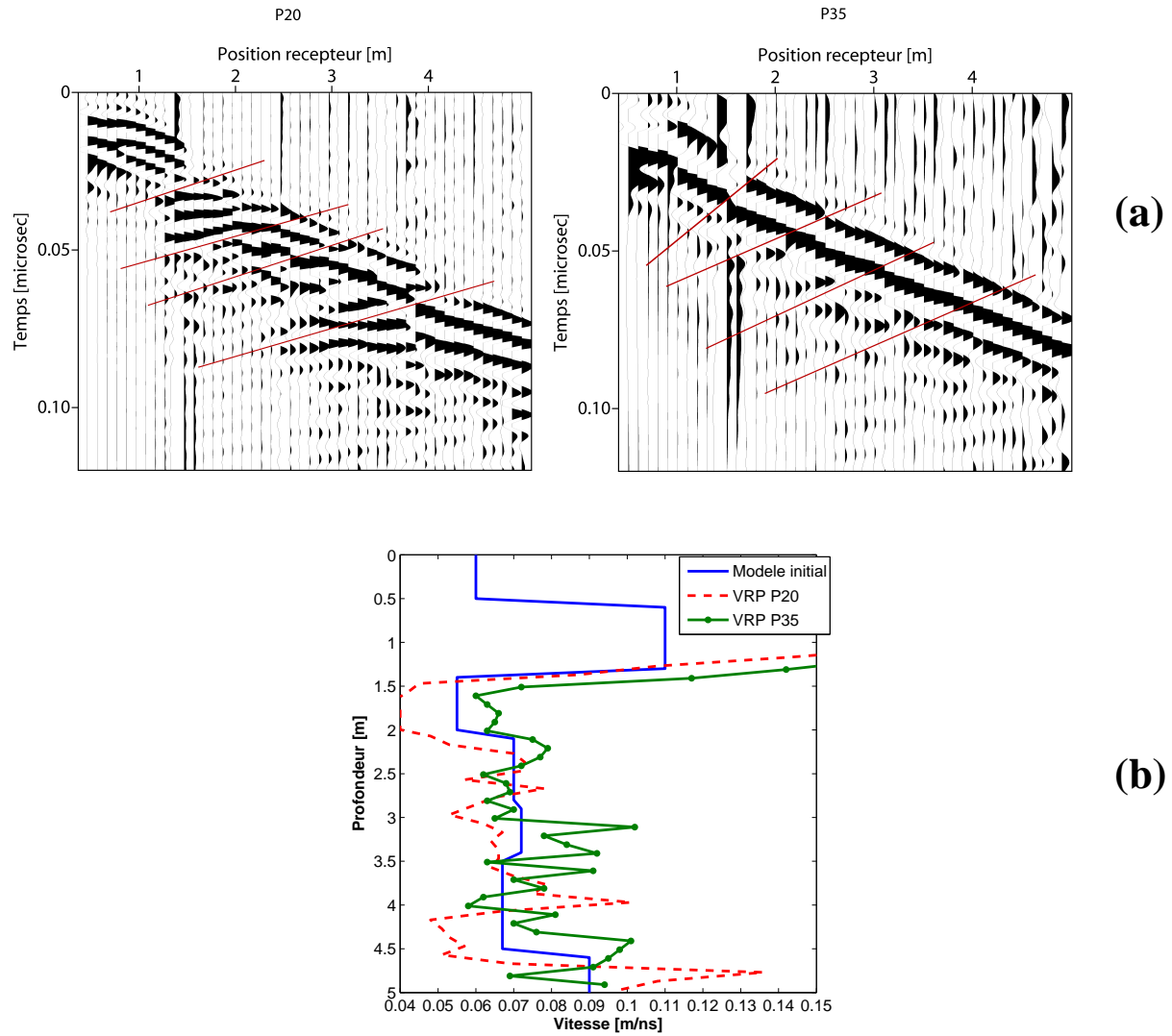


FIG. 6.2 – Détermination du modèle initial pour le panneau 20/35 à partir des données VRP
(a) Positions en profondeur des interfaces (b) Profils de vitesse aux puits 20 et 35 et modèle initial

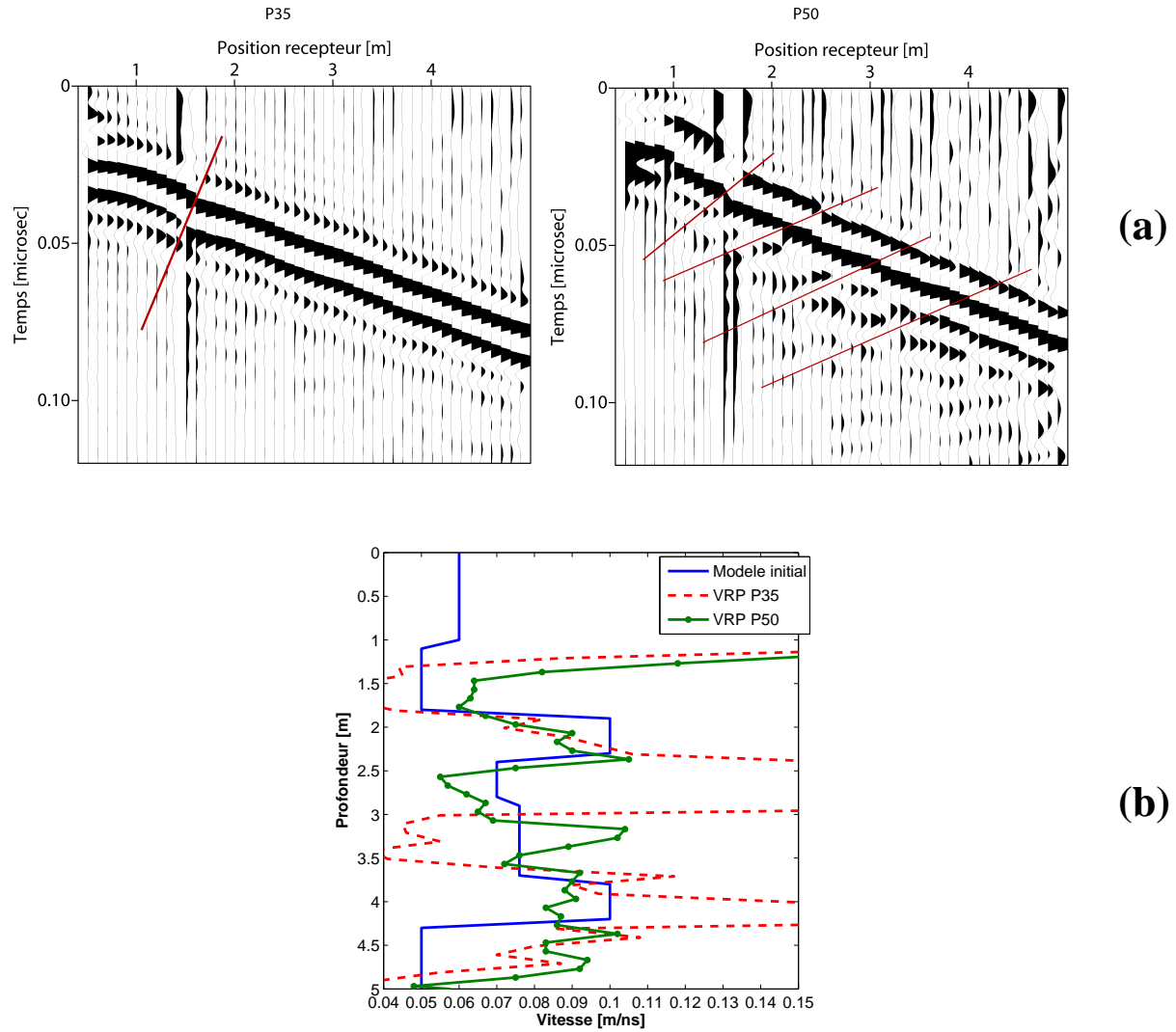


FIG. 6.3 – Détermination du modèle initial pour le panneau 35/50 à partir des données VRP
(a) Positions en profondeur des interfaces (b) Profils de vitesse aux puits 35 et 50 et modèle initial

6.1.2 Résultats de l'inversion

Les modèles obtenus après inversion sont présentés en figure 6.4 et les caractéristiques des modèles sont présentées dans l'annexe E. Pour le panneau 5/20 et au-dessous de 1 m de profondeur, les vitesses tendent à diminuer du puits 5 vers le puits 20. Ces valeurs de vitesse sont cohérentes avec l'inversion des panneaux 5/10, 10/15 et 15/20 individuellement. Par contre, les inversions individuelles donnaient des valeurs de pendage faibles. Entre les puits 10 et 15, on note des pentes fortes (supérieures à 40% soit 20 °). On retrouve une couche superficielle atténuante avec une vitesse de 0.06 m/ns et une épaisseur d'environ 1 m.

Pour le panneau 20/35, les vitesses continuent à diminuer. La vitesse maximale est de 0.09 m/ns. La couche superficielle a une vitesse de 0.053 m/ns et une épaisseur comprise entre 0.30 et 0.90 m. Les pendages varient entre 0 et 40%.

Pour le panneau 35/50, les vitesses ré-augmentent légèrement. La vitesse dans la couche superficielle est de 0.063 m/ns et d'épaisseur entre 0.70 m et 1.80 m. Les pendages varient entre 2% et 40%.

La figure 6.5 présente la distribution des résidus pour chaque panneau tomographique en fonction des positions émetteur/récepteur. Les distributions pour chaque panneau sont similaires aux distributions des inversions précédentes ; où les plus grandes variations sont observées pour les positions émetteur et récepteur proches de la surface.

Le tableau 6.1 donne les résidus RMS après inversion des panneaux 5/20, 20/35 et 35/50. Le panneau 20/35 a le résidu le plus important (3.33 ns). Cette valeur n'est pas surprenante étant donné que les résidus les plus importants lors des inversions individuelles se situaient au niveau des panneaux 20/25, 25/30 et 30/35.

Panneau	5/20	20/35	35/50
Résidu RMS [ns]	2.40	3.33	3.10

TAB. 6.1 – Résidus RMS obtenus après inversions des panneaux contigus, 5/20 : du puits 5 à 20, 20/35 : du puits 20 à 35, 35/50 : du puits 35 à 50

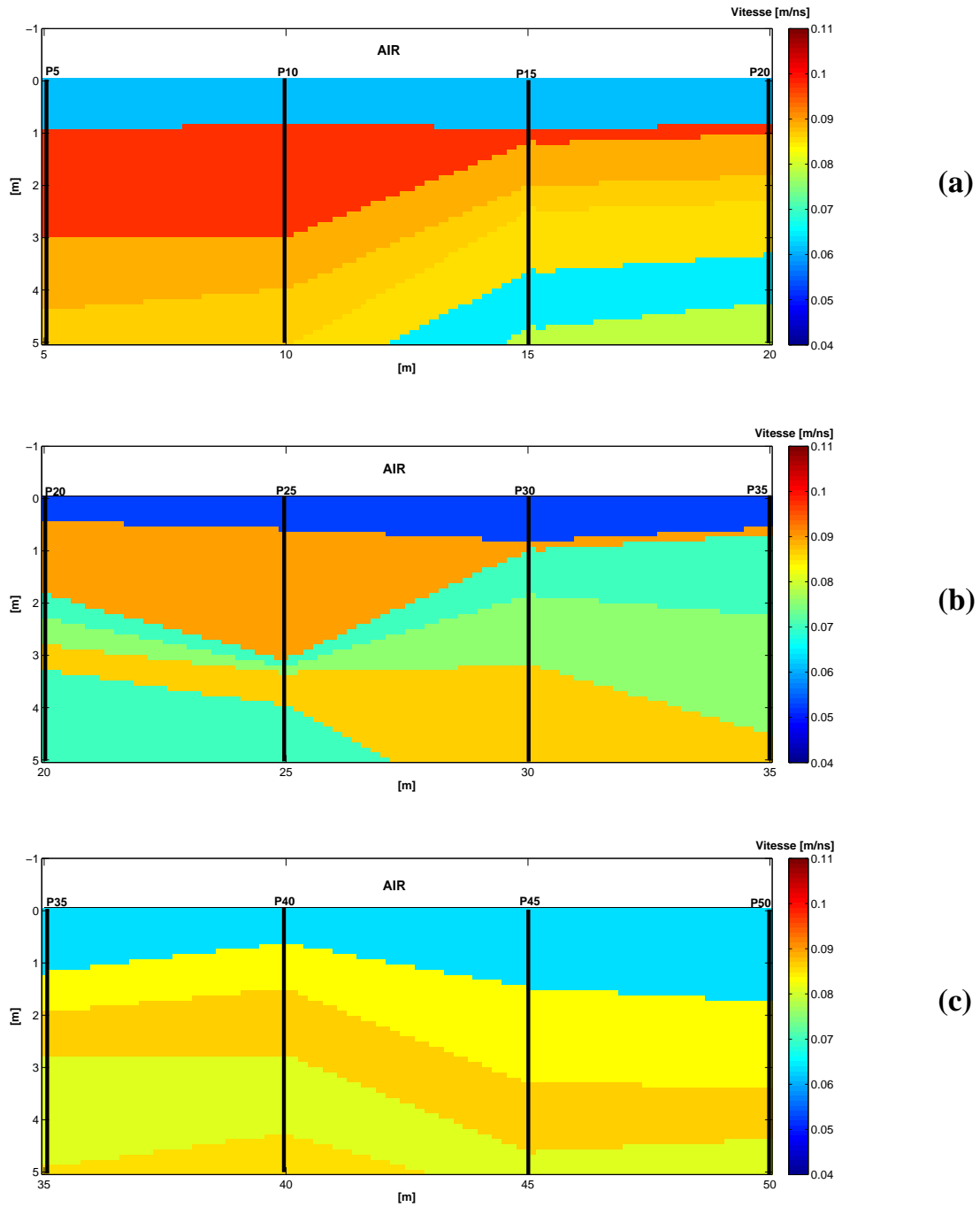


FIG. 6.4 – Résultats de l'inversion simultanée pour les panneaux contigus (a) 5/10, 10/15 et 15/20 (b) 20/25, 25/30 et 30/35 (c) 35/40, 40/45 et 45/50

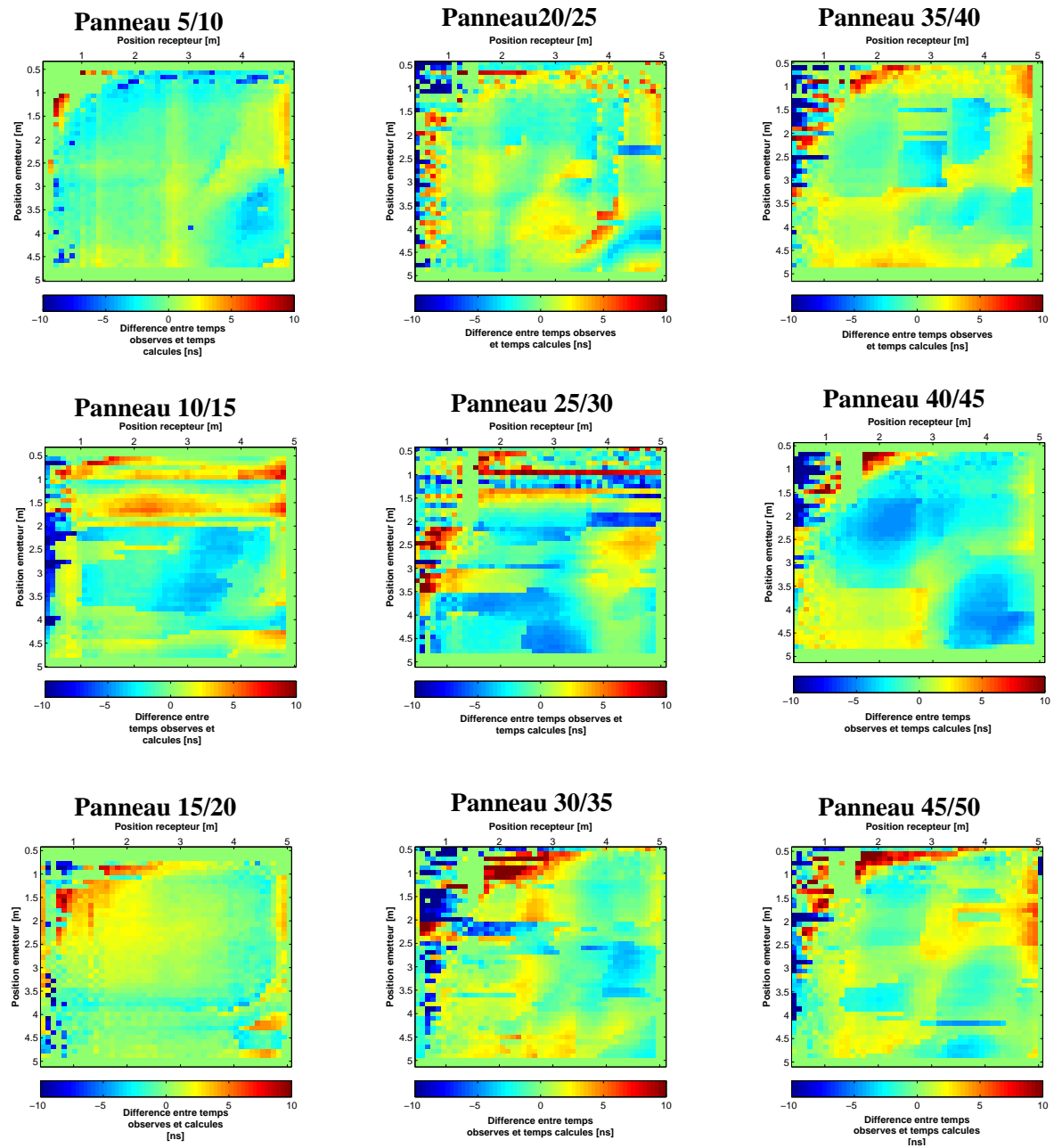


FIG. 6.5 – Distribution des résidus pour chaque panneau tomographique après inversion simultanée de trois panneaux contigus

6.2 Inversion des différents panneaux tomographiques

à partir d'un algorithme basé sur la méthode LSQR

6.2.1 Méthode d'inversion

Beaucoup d'études utilisent l'approximation rais droits (*Binley et al.*, 2001) afin de linéariser le problème de tomographie. Récemment, on a modélisé la trajectoire des rais en utilisant des rais courbes (*Tronicke et al.*, 2004). L'utilisation des rais courbes semble être plus adéquat pour les milieux avec d'importants contrastes de vitesse et plus particulièrement dans les études pour imager la subsurface du sol (*Hubbard et al.*, 2001). Nous allons dans cette partie, inverser nos données à partir d'un code d'inversion basé sur la méthode LSQR (*Giroux et al.*, 2006). Cet algorithme d'inversion regroupe l'ensemble des régularisations dans un paramètre sans unité. *Day-Lewis and Lane* (2004) ont étudié l'effet de la régularisation sur les tomogrammes à partir d'une distribution géostatistique des vitesses de leur modèle. Ils concluent que la distribution statistique des vitesses est fortement dépendante de la régularisation, mais aussi des erreurs sur les données, de la géométrie d'acquisition et de la taille de l'hétérogénéité.

Dans notre cas, ce paramètre de régularisation sera fixé à 0.7 pour l'ensemble des inversions. La grille utilisée a un espacement équivalent au pas d'acquisition qui est donc de 10 cm.

6.2.2 Comparaison

Les modèles obtenus après inversion LSQR sont présentés en figure 6.6. Nous avons superposé sur ces modèles les positions des couches calculées à partir de notre méthodologie. L'algorithme utilisé ne prend en compte que les ondes transmises. Pour les différents panneaux, nous avons pointé les temps de première arrivée quelque soit leur trajectoire (transmises et coniques). Dans un souci d'utiliser les mêmes pointés pour les deux inversions, les pointés correspondants aux positions émetteur et récepteur entre 0 et 1 m de profondeur ont été supprimés afin d'éliminer le maximum de trajectoires coniques. Étant donné que nous sommes en période humide, nous considérons que les coniques internes aux modèles sont faibles. C'est pour cela que les modèles LSQR sont compris entre 1 m

et 5 m de profondeur.

Pour les différents panneaux tomographiques, la méthode LSQR et notre méthodologie donnent les mêmes gradients de vitesse. Les méthodes d'inversion en grille suppose une certaine régularité du milieu et ne sont pas adaptées aux discontinuités. À partir des VRP, nous avons vu que le milieu étudié contient des discontinuités. Cependant, elles ne sont pas définies sur les modèles LSQR.

La géométrie utilisée dans notre méthode n'explique pas certaines anomalies de vitesse obtenues à partir de la méthode LSQR. À partir du puits 15, les modèles LSQR laissent apparaître des anomalies de vitesse importantes en forme de "pont". Dans un premier temps, on peut penser que ces anomalies de vitesse sont liées à l'augmentation d'épaisseur de la couche atténuante superficielle. Les ondes coniques sont donc plus importantes dans cette zone, et les anomalies observées sont peut-être liée au fait que nous n'avons pas réussi à éliminer des données, l'ensemble des coniques présentes. Dans un deuxième temps, nous pouvons poser l'hypothèse d'une dérive instrumentale. En effet, *Hollender* (1999) montre que de forts contrastes de vitesse apparaissent et sont localisés le long du puits où l'émetteur se déplace, lorsqu'il y a dérive instrumentale.

La figure 6.7 compare en profil de vitesse les modèles obtenus de la méthode LSQR, les modèles obtenus par inversion simultanée des panneaux contigus et les modèles obtenus par inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (partie 5.3, page 89). Les profils de vitesse pour les modèles inversés à partir de l'algorithme basé sur la méthode LSQR, sont obtenus en faisant la moyenne des vitesses pour chaque profondeur. Les deux autres profils de vitesse sont obtenus en se positionnant au centre de chaque tomogramme et en observant la variation de vitesse en fonction de la profondeur.

Les modèles obtenus par inversion simultanée des panneaux contigus semblent être plus proches de ceux obtenus par inversion LSQR. À partir du puits 20, la différence de vitesse entre les modèles obtenus par notre méthode et ceux obtenus par la méthode LSQR, augmente entre 1 m et 2.5 m de profondeur. Dans cette zone, la méthode LSQR trouve des vitesses importantes, qui correspondent aux anomalies vues précédemment sur les tomogrammes (figure 6.6).

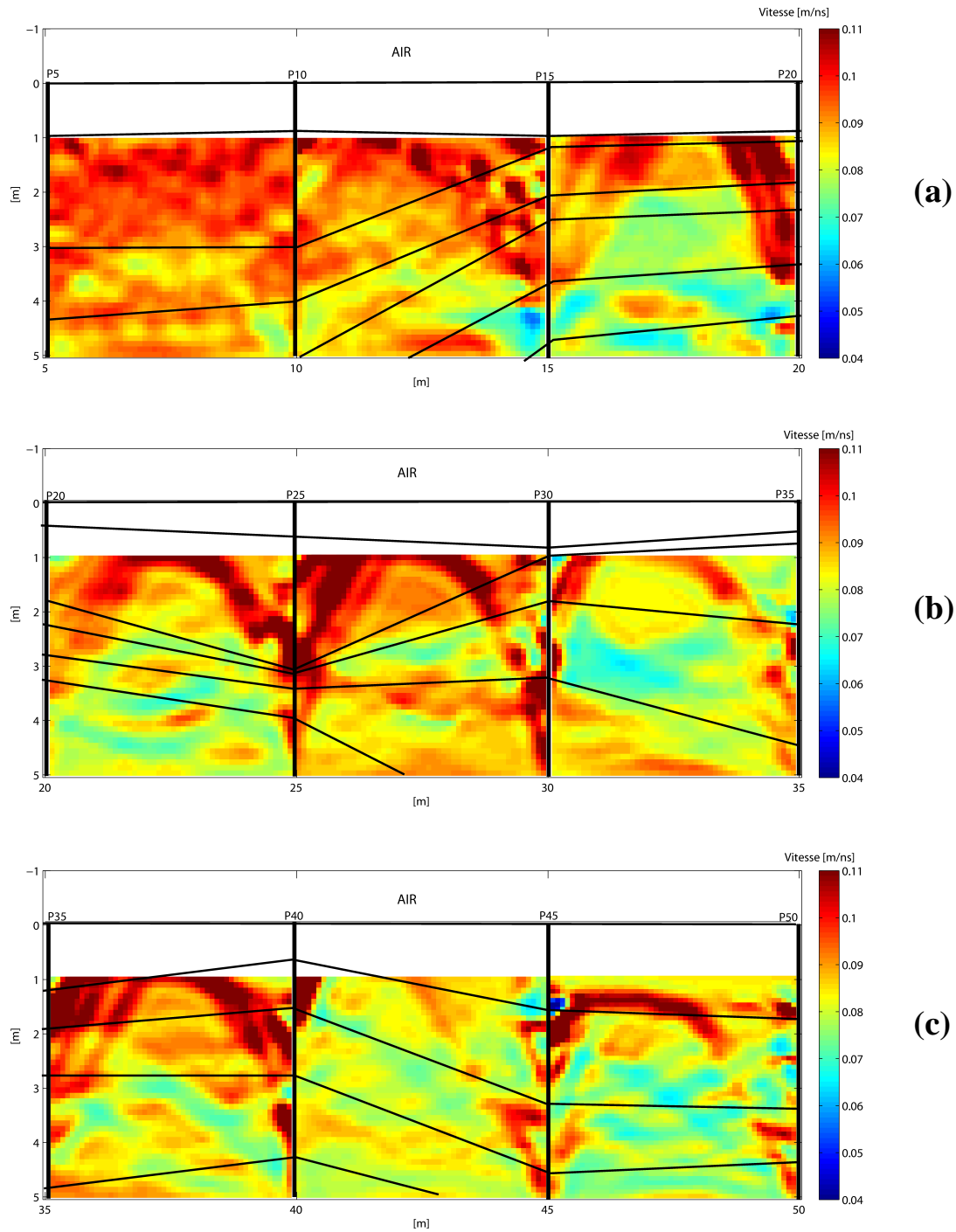


FIG. 6.6 – Résultats de l'inversion LSQR pour les panneaux (a) 5/10, 10/15 et 15/20 (b) 20/25, 25/30 et 30/35 (c) 35/40, 40/45 et 45/50

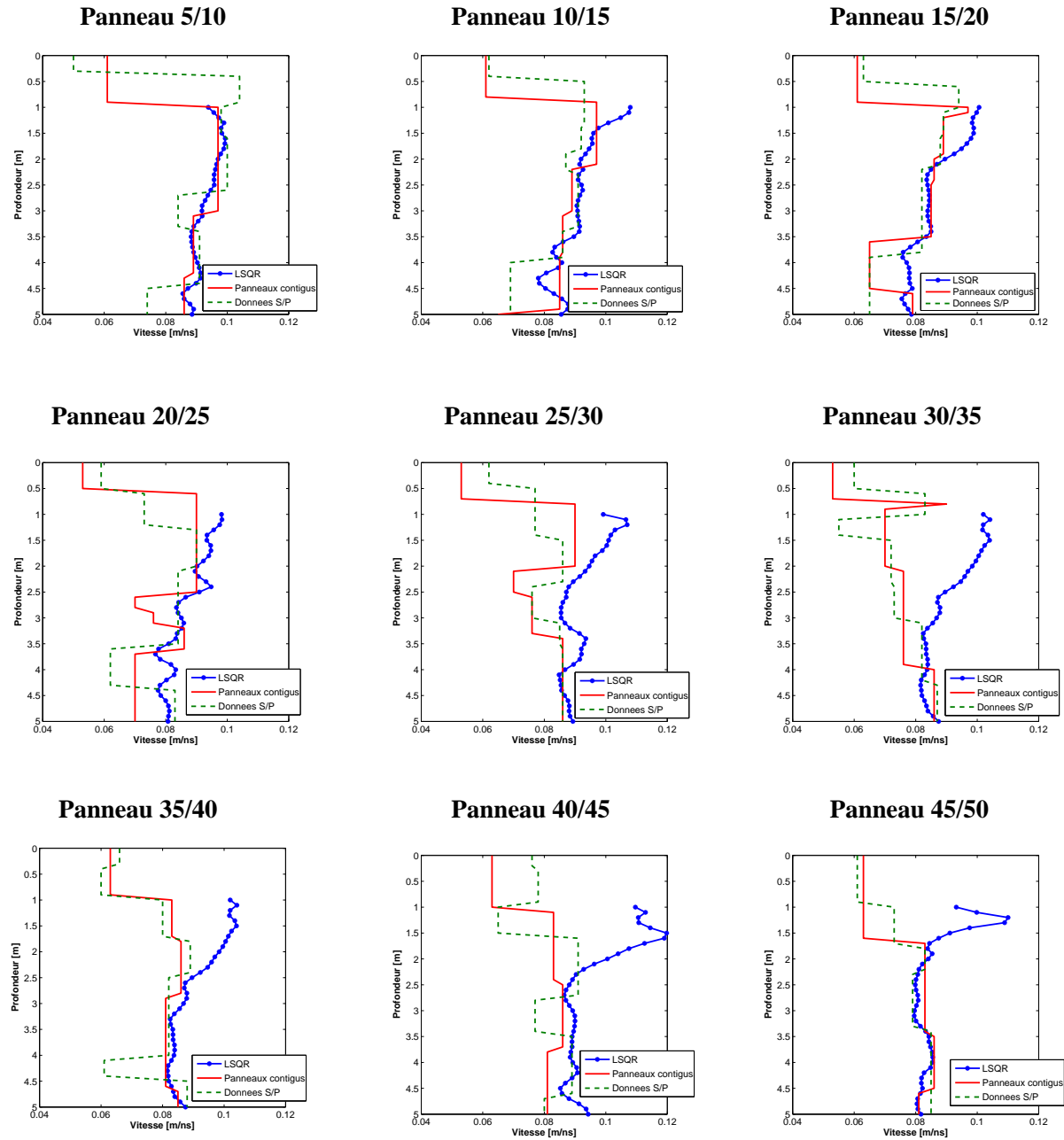


FIG. 6.7 – Comparaison en profil de vitesse entre le modèle obtenu par inversion LSQR (courbe bleue), le modèle obtenu par inversion simultanée des panneaux contigus (courbe rouge) et le modèle obtenu par inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (courbe verte)

6.3 Comparaison entre les résultats obtenus à partir des acquisitions en puits et en surface

6.3.1 Présentation de l'acquisition de surface

En 2002, un suivi temporel et une estimation du contenu en eau et des propriétés chimiques de notre zone d'étude ont été faits en utilisant des méthodes géophysiques non destructives. Pour cette étude, ils ont combiné des mesures radar multi-offset et des mesures électriques. Ce suivi a été présenté en introduction.

Pour le traitement des données GPR, la méthode CRS (Common Reflexion Surface) a été utilisée afin d'estimer les vitesses RMS (*Perroud and Tygel, 2005*). Et, la formule de *Dix* (1955) a été utilisée pour convertir les vitesses RMS en fonction du temps, en vitesse d'intervalle en fonction de la profondeur. Nous avons considéré deux périodes pour les comparaisons : sèche et humide, ce qui correspond aux modèles obtenus en juillet et décembre 2002. En juillet 2002, le toit de la nappe se situe à 3 m de profondeur et en décembre 2002 à 1.3 m de profondeur.

6.3.2 Comparaison en vitesse d'intervalle

Nous avons superposé les couches déterminées à partir de notre méthodologie au modèle de vitesse d'intervalle obtenu en décembre 2002 (figure 6.8). À partir de 4 m de profondeur, les données de surface ne sont pas utilisables. En effet, la pénétration et la résolution des antennes de 200 MHz sont limitées dans ce type de milieu. De plus, la pénétration est très limitée par la couche superficielle atténuante.

Du puits 5 au puits 35, nous observons le même gradient de vitesse, c'est-à-dire une diminution de la vitesse. Par contre, entre les puits 35 et 50, l'acquisition de surface donne des vitesses très grandes (0.12 m/ns) entre 2 m et 4 m de profondeur alors que notre modèle donne des vitesses entre 0.08 m/ns et 0.09 m/ns.

Pour affiner ces résultats, nous allons effectuer des comparaisons en vitesse RMS. En effet, le passage des vitesses RMS en vitesse d'intervalle est assez instable. Il est donc préférable d'effectuer des comparaisons en vitesse RMS.

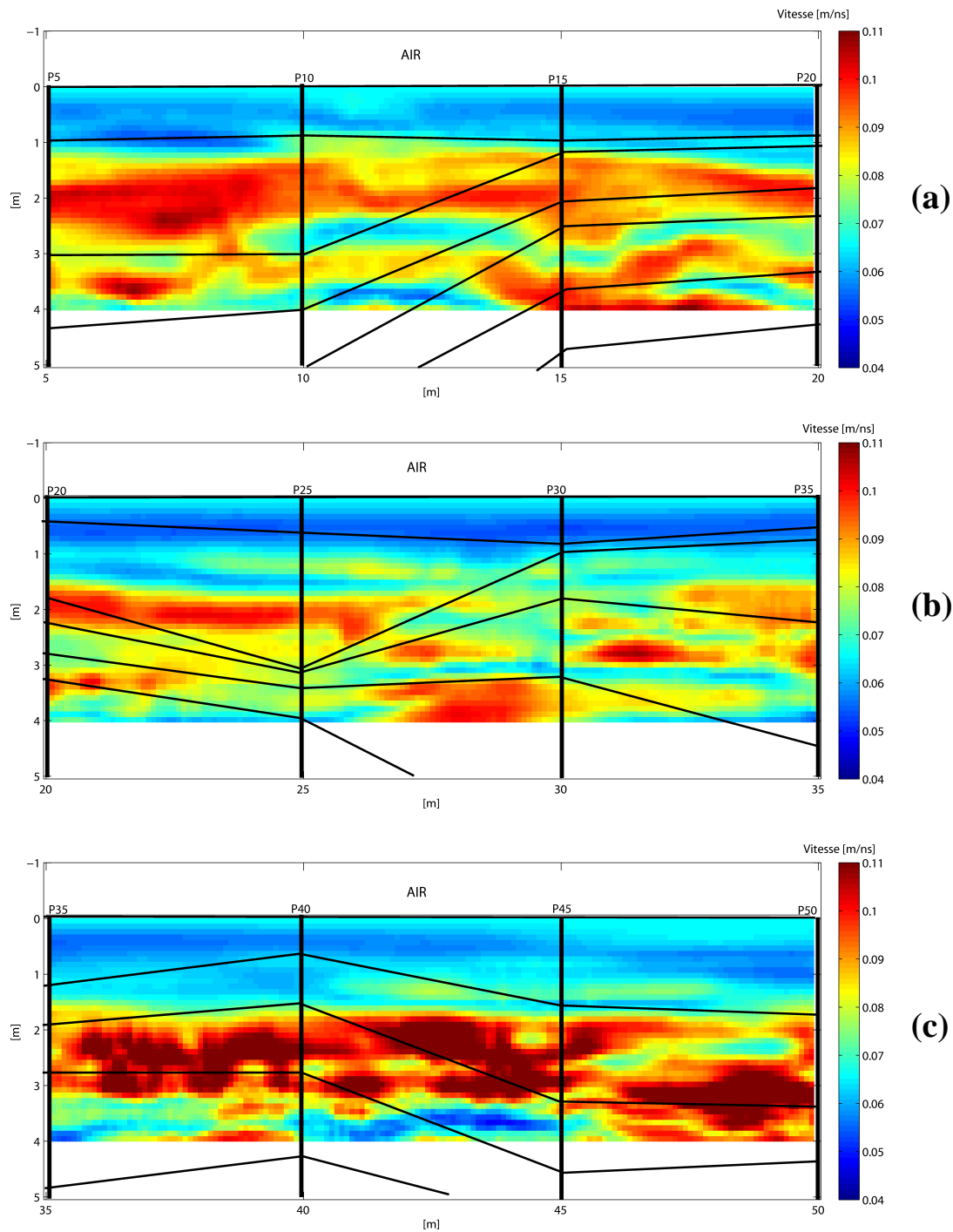


FIG. 6.8 – Cartes de vitesse obtenues en décembre 2002 à partir de l'acquisition de surface et superposition des couches obtenues à partir de la méthodologie d'inversion proposée

6.3.3 Comparaison en vitesse RMS

Les données acquises en tomographie nous donne directement des vitesses d'intervalle. Pour faire les comparaisons en vitesse RMS, nous allons transformer nos vitesses obtenues en puits, en vitesses RMS. Pour ces comparaisons, nous avons fait les moyennes des vitesses à chaque profondeur et pour chaque panneau tomographique, pour ensuite les transformées en vitesse RMS. Il faut noter que les vitesses venant de l'acquisition de surface ne sont pas fiables à partir de 4 m de profondeur soit 100 ns.

Les vitesses RMS obtenues par l'acquisition de surface oscillent légèrement. Ces petites oscillations sont liées à la méthode de détermination des vitesses RMS (figures 6.9 et 6.10). On s'attend à voir les vitesses RMS issues de la tomographie comme une enveloppe des vitesses RMS obtenues par les données de surface.

Période sèche La figure 6.9 présente la comparaison entre les deux acquisitions pour le panneau 5/10 en période sèche. Les vitesses RMS obtenues de la tomographie forme une enveloppe des vitesses RMS obtenues de l'acquisition de surface. Si nous considérons l'acquisition de puits pour l'émetteur dans le puits 10, nous observons dans la couche superficielle une importante différence de vitesse entre acquisition de puits et de surface. Par contre, si nous considérons l'acquisition de puits où l'émetteur se situe dans le puits 5, cette différence en surface diminue.

Il semblerait que la géométrie d'acquisition influence les résultats d'inversion.

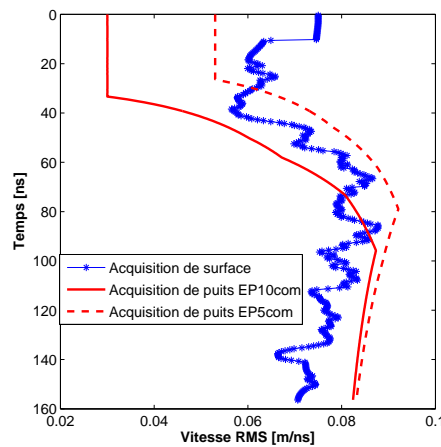


FIG. 6.9 – Comparaison en vitesse RMS entre acquisition de surface et de puits pour le panneau 5/10 en période sèche

Période humide En tomographie, nous avons utilisé pour effectuer nos comparaisons :

- les modèles issus par inversion simultanée des panneaux tomographiques contigus (courbe rouge figure 6.10),
- et les modèles obtenus par inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits pour chaque panneau individuel (courbe verte figure 6.10).

La figure 6.10 présente les comparaisons entre vitesses de surface et de puits pour la période humide.

En vitesse d'intervalle, nous observons une différence de vitesse entre acquisition de surface et de puits pour les panneaux 35/40, 40/45 et 45/50. Par contre en vitesse RMS, cette différence n'est pas significative.

Les courbes de vitesse RMS obtenues sont celles qu'on attendait. Les courbes obtenues en tomographie forme une enveloppe de celles obtenues par l'acquisition de surface.

Si on considère les modèles obtenus par inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (courbe verte), on note des cas où des différences significatives apparaissent entre tomographie et acquisition de surface. Ces différences se situent dans les couches les plus superficielles, pour les panneaux 5/10, 10/15 et 15/20. Ceci montre les limites de précision que nous pouvons atteindre dans l'estimation des vitesses. Par contre, il semblerait que l'inversion simultanée des panneaux tomographiques contigus donnent des résultats plus satisfaisants que l'inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits, étant que ces différences de vitesse dans les couches superficielles sont moins importantes.

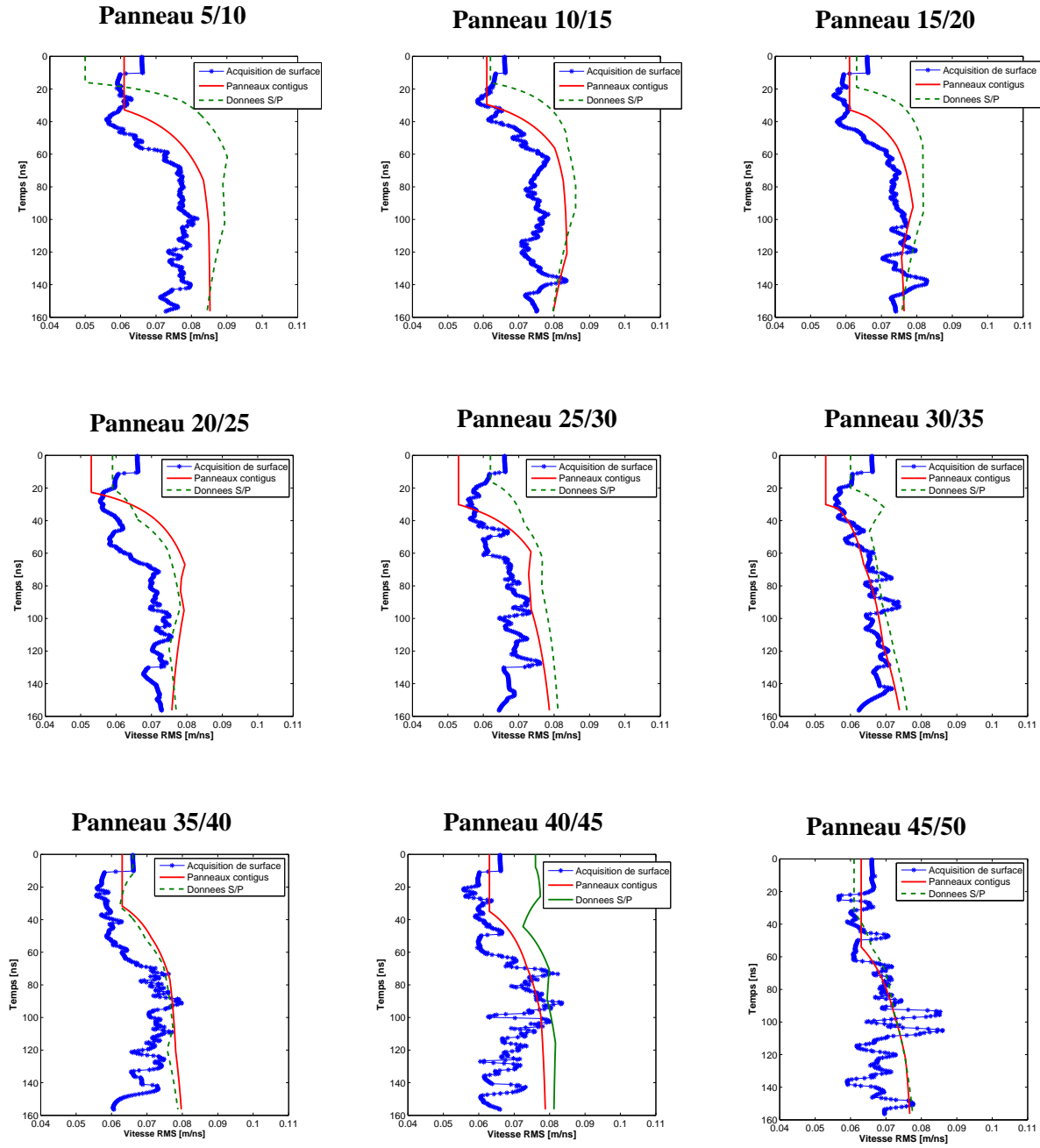


FIG. 6.10 – Comparaison en vitesse RMS entre acquisition de surface et de puits pour les différents panneaux tomographiques pour la période humide

Conclusions et perspectives

Conclusions

La mise en oeuvre d'une méthodologie géophysique non destructive pour suivre l'évolution du transport en eau de la surface du sol vers la nappe phréatique en quantité et en qualité, constituerait un enjeu majeur dans la prévention contre les pollutions des eaux souterraines. À partir des données acquises en tomographie radar, nous voulions valider une méthodologie géophysique de surface permettant de caractériser les propriétés du sol telles que la teneur en eau et la conductivité du fluide contenu dans le milieu.

La zone d'étude sur laquelle a été faite ces différentes acquisitions se situe au niveau de la plaine alluviale de l'Adour. La caractéristique principale de cette zone est la présence d'une nappe phréatique souterraine, à faible profondeur. Des analyses chimiques et l'acquisition géophysique non destructive (radar de surface et électrique), ont montré que ce milieu a une très forte hétérogénéité granulométrique et que sa teneur en eau est variable suivant les saisons. La formation de ce milieu est stratifiée et ces différentes caractéristiques amènent des contrastes de permittivité diélectrique et donc de vitesse radar très importants. Par conséquent, ces fortes variations de vitesse radar causent l'apparition d'ondes coniques.

Pour déterminer la teneur en eau du milieu, il faut tout d'abord calculer la distribution de vitesse électromagnétique entre deux puits. Cependant, la couche superficielle atténuante du milieu et les interférences entre les ondes transmises et coniques, ont rendu difficile le pointé des temps de première arrivée. Les signaux acquis dans cette zone, sont fortement bruités et lors du traitement des données, il a fallu supprimer certains signaux dont le rapport signal/bruit était trop faible. Nous avons également décidé de pointé tous les temps de première arrivée quelques soient leur trajectoire (conique ou transmise).

Pour déterminer la distribution de vitesse entre puits, nous avons développé une méthodologie d'inversion en tomographie radar, adaptée à des milieux stratifiés et à forts contrastes de vitesse. Cette dernière permet d'inverser un petit nombre de paramètres sans régularisations arbitraires. En effet, au lieu de diviser le milieu entre puits en cellules, nous l'avons divisé en couches. Chaque couche est décrite par une vitesse et une ou deux épaisseurs, une épaisseur à chaque puits. Pour l'inversion, nous nous sommes basés sur des a priori géologiques du milieu (stratification) et non sur des a priori mathématiques.

Dans un premier temps, cet algorithme a été modifié pour inverser simultanément des données acquises en géométrie puits/puits et en géométrie surface/puits. Dans une deuxième temps, une autre modification a été effectuée afin d'inverser simultanément plusieurs panneaux tomographiques contigus.

Les modèles obtenus de l'inversion des données puits/puits et surface/puits, nous ont permis de visualiser les variations en profondeur de la nappe alluviale. Par contre, ces modèles donnent des pendages de couche très faibles, alors que ceux obtenus par inversion simultanée de plusieurs panneaux contigus, donnent des pendages plus importants. Les modèles résultant de notre méthodologie ont été comparés à ceux obtenus d'une inversion classique en grille. Les vitesses obtenues des deux inversions sont du même ordre de grandeur même si notre géométrie d'inversion ne peut expliquer certaines anomalies de vitesse. Par contre, nous observons que les discontinuités du milieu sont mieux définies à partir de notre méthode.

Nous notons également que les modèles issus de la tomographie sont cohérents avec ceux obtenus par l'acquisition géophysique non destructive, même s'il reste quelques différences notables. De plus, les modèles obtenus par inversion simultanée des panneaux contigus semblent plus satisfaisants que ceux obtenus par inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits.

Globalement, nous pouvons donc dire que la tomographie de vitesse radar permet de valider une partie du protocole d'acquisition de surface, et de l'étendre en profondeur.

Perspectives

Il faudra utiliser les amplitudes ou les spectres d'amplitude des signaux afin de déterminer la conductivité du fluide contenu dans le milieu. En effet, à partir du modèle de vitesse, nous obtenons les trajectoires exactes des rais. Et à partir des spectres d'amplitude, nous déterminons l'atténuation des signaux. Les différentes trajectoires des rais et l'atténuation des signaux devraient permettre de calculer la conductivité. La figure 6.11 compare les fréquences centrales entre périodes humide et sèche pour le panneau 5/10, pour les signaux ZOP. Les variations des fréquences permettent de visualiser la zone de battement de la nappe entre les saisons. Cette simple comparaison montre qu'il serait intéressant d'approfondir cette idée et d'exploiter toutes les informations contenues dans les données afin de valider entièrement le méthodologie de surface.

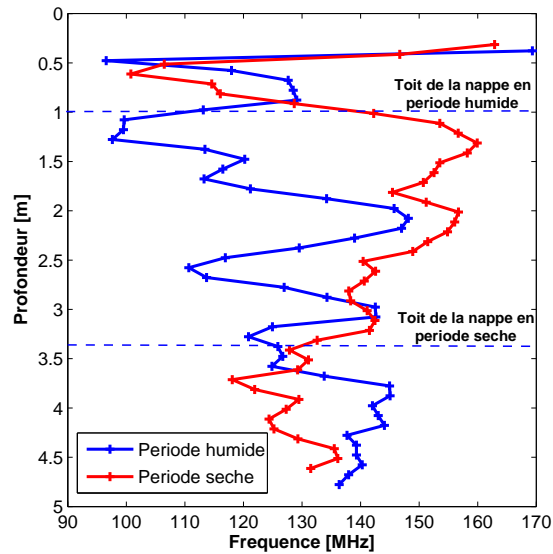


FIG. 6.11 – Comparaison des fréquences centrales entre périodes humide et sèche pour le panneau 5/10 en utilisant les signaux ZOP

Nous n'avons aucun élément de validation des vitesses obtenues dans les premières couches de notre milieu. Il serait intéressant de faire des mesures TDR (Time Domain Reflectometry) afin de les comparer aux vitesses superficielles obtenues à partir de notre méthode. Comme le géoradar, le TDR est une méthode basée sur la propagation des ondes électromagnétiques. Cette technique permet de mesurer simultanément la permittivité électrique

et la conductivité du sol. Elle permet de déterminer la teneur en eau du sol en un point précis avec une grande résolution temporelle.

L'utilisation de notre méthode d'inversion est limitée par deux faits. Dans un premier temps, le milieu géologique étudié doit se décomposer en un nombre minimal de paramètres. Dans un deuxième temps, les données inversées correspondent aux temps de trajet de la première arrivée de l'onde, les autres arrivées n'étant pas exploitées. Pour travailler sur les autres arrivées, il faudrait une modification fondamentale de notre inversion. Par contre, notre méthodologie s'applique à différentes géométries d'acquisition ; peu importe les positions des antennes émettrice et réceptrice, en surface ou dans des puits.

La prise en compte des ondes coniques dans l'inversion, laisse penser que notre méthode serait applicable pour l'inversion des données en sismique réfraction. Nous devons simplement nous assurer que les vitesses sismiques du milieu augmentent avec la profondeur et que le milieu peu être décrit par un nombre limité de paramètres.

Bibliographie

- Alumbaugh, D., P. Chang, L. Paprocki, J. Brainard, R. Glass, and C. Rautman (2002), Estimating moisture contents in the vadose zone using cross-borehole ground penetrating radar : a study of accuracy and repeatability, *Water Resources Research*, 38, doi :0.1029/2001WR000754.
- Balanis, C. (1989), *Advanced engineering electromagnetics*, John Wiley & Sons, Inc.
- Becht, A., J. Tronicke, I. Appel, and P. Dietrich (2004), Inversion strategy in crosshole radar tomography using information of datasubsets, *Geophysics*, 69, 222–230.
- Bernabini, M., and E. Cardarelli (1997), Variable damping factors in travel time tomography, *Journal of applied geophysics*, 38, 131–141.
- Berryman, J. (1991), *Lecture notes on nonlinear inversion and tomography : I. borehole seismic tomography*, Lawrence Livermore National Laboratory, University of California, 158 pages.
- Binley, A., P. Winship, R. Middleton, M. Pokar, and J. West (2001), High-resolution characterization of vadose zone dynamics using cross-borehole radar, *Water Resources Research*, 37, 2639–2652.
- Binley, A., P. Winshipa, J. Westb, M. Pokarb, and R. Middleton (2002), Seasonal variation of moisture content in unsaturated sandstone inferred from borehole radar and resistivity profiles, *Journal of hydrology*, 267, 160–172.
- Biondi, B. (1992), Solving the frequency dependent eikonal equation, in *62nd SEG meeting*, New Orleans.

- Bullinger-Weber, G., and J.-M. Gobat (2006), Identification of facies models in alluvial soil formation : the case of a swiss alpine floodplain, *Geomorphology*, 74, 181–195.
- Cervený, V. (1987), *Ray tracing algorithms in three-dimensional laterally varying layered structures*, Nolet, G., Ed., Seismic Tomography : Riedel Publishing Co.
- Chambre d'agriculture (1994a), *Lutte contre les pollutions d'origine agricole des nappes alluviales de Midi-Pyrénées. ZEME de Maubourguet-Larreule. Bilan 1991-1994*, Chambre d'agriculture des Hautes Pyrénées.
- Chambre d'agriculture (1994b), *ZEME de Maubourguet-Larreule : suivi des teneurs en nitrates et en pesticides de la nappe alluviale de la ZEME*, Chambre d'agriculture des Hautes Pyrénées.
- Chambre d'agriculture (1994c), *Etude des transports de nitrate dans la zone saturée par modélisation hydrodynamique maillée*, Chambre régionale d'agriculture de Midi-Pyrénées.
- Clement, W. (2006), Issues during the inversion of crosshole radar data : can we have confidence in the outcome?, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 11, 269–287.
- Cook, C. (1975), Radar transparencies of mine and tunnel rocks, *Geophysics*, 40, 865–885.
- Davis, J., and A. Annan (1989), Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy, *Geophysical Prospecting*, 37, 531–551.
- Day-Lewis, F., and J. J. Lane (2004), Assessing the resolution-dependent utility of tomograms for geostatistics, *Geophysical Research Letters*, 31, L07,503.
- Deidda, G., G. Ranieri, G. Uras, P. Cosentino, and R. Martorana (2006), Geophysical investigation in the Flumendosa River Delta, Sardinia (Italy) - seismic reflection imaging, *Geophysics*, 71, B121–B128.
- Dix, C. (1955), Seismic velocities from surface measurements, *Geophysics*, 20, 68–86.
- Ferré, P., G. Glinski von, and L. Ferré (2003), Monitoring the maximum depth of drainage in response to pumping using borehole ground penetrating radar, *Vadose Zone Journal*, 2, 511–518.

- Fullagar, P., D. Livelybrooks, P. Zhang, and A. Calvert (2000), Radio tomography and borehole radar delineation of the McConnell nickel sulphite deposit, Sudbury, Ontario, Canada, *Geophysics*, *65*, 1920–1930.
- Galagedara, L., G. Parkin, J. Redman, P. Bertoli, and A. Endres (2004), Field studies of the GPR ground wave method for estimating soil water content during irrigation and drainage, *Journal of hydrology*, *301*, 1–16.
- Giroux, B., E. Gloaguen, and M. Chouteau (2006), bh tomo : A matlab borehole georadar 2d tomography package, *Computers & Geosciences*, *33*, 126–137.
- Gloaguen, E. (2003), Tomographie radar en forage, Ph.D. thesis, Ecole polytechnique de Montréal, 183 pages.
- Grechka, V., and G. McMechan (1995), Anisotropy and non-linear polarization of body waves in exponentially heterogeneous media, *Geophysical Journal International*, *123*, 959–965.
- Hammon, I. W., X. Zeng, R. Corbeanu, and G. McMechan (2003), Estimation of the spatial distribution of fluid permeability from surface and tomographic GPR data and core, with a 2-D example from the Ferron Sandstone, Utah, *Geophysics*, *67*, 1505–1515.
- Hollender, F. (1999), Interprétation de la distorsion des signaux géoradar propagés et réfléchis. développement d’une tomographie par bandes de fréquence, Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble, 207 pages.
- Hubbard, S., J. Chen, J. Peterson, E. Majer, K. Williams, D. Swift, B. Mailloux, and Y. Rubin (2001), Integrating surface georadar and crosshole radar tomography : A validation experiment in braided stream deposits, *Water Resources Research*, *37*, 2431–2456.
- Huisman, J., S. Hubbard, J. Redman, and A. Annan (2003a), Measuring soil water content with ground penetrating radar : a review, *Vadose Zone Journal*, *2*, 476–491.
- Huisman, J., J. Senevongse, W. Bouten, and G. Heuvelink (2003b), Monitoring temporal development of spatial soil water content variation, *Vadose Zone Journal*, *2*, 519–529.

- Jol, H., and D. Smith (1991), Ground penetrating radar : recent results, *Canadian journal of earth science*, 28, 1939–1947.
- Knoll, M., and W. Clement (1999), Vertical radar profiling to determine dielectric constant, water content and porosity values at well locations, in *Proc. of SAGEEP'99*.
- Liu, L., J. W. Lane, and Y. Quan (1998), Radar attenuation tomography using the centroid frequency downshift method, *Journal of applied geophysics*, 40, 105–116.
- Manual for use Matlab (2006), *Optimization toolbox. For use with Matlab*, The Math-Works.
- Menke, W. (1989), *Geophysical data analysis : discrete inverse theory*, Academic press, 289 pages.
- Moore, J., A. Pälli, F. Ludwig, H. Blatter, J. Jania, G. B., P. Glowacki, D. Mochnacki, and E. Isaksson (1999), High-resolution hydrothermal structure of hansbreen, spitsbergen, mapped by ground-penetrating radar, *Journal of glaciology*, 45, 524–532.
- Moran, M., and R. Greenfield (1993), Radar signature of a 2.5-d tunnel, *Geophysics*, 58, 1573–1587.
- Murray, C., G. Last, and M. Truex (2005), *Review of geophysical techniques to define the spatial distribution of subsurface properties or contaminants*, Pacific northwest national laboratory, 40 pages.
- Neal, A. (2004), Ground-penetrating radar and its use in sedimentology : principle, problems and progress, *Earth-Science Reviews*, 66, 261–330.
- Olsson, O., L. Falk, O. Forslund, L. Lundmark, and E. Sandberg (1992), Borehole radar applied to characterization of hydraulically conductive fracture zones in cristalline rock, *Geophysical prospecting*, 40, 109–142.
- Paige, C., and M. Saunders (1982), Lsqr : an algorithm for sparse linear equations and sparse least square, *ACM Trans. Math. Softw.*, 8, 43–71.
- Perroud, H., and M. Tygel (2005), Velocity estimation by crs method : using gpr data, *Geophysics*, 70, 43–52.

- Peterson, J. J. (2001), Pre-inversion corrections and analysis of radar tomographic data, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, *6*, 1–18.
- Podvin, P., and I. Lecomte (1991), Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models : a massively parallel approach and its associated tools, *Geophysics*, *105*, 271–284.
- Quan, Y., and J. Harris (1997), Seismic attenuation tomography using the frequency shift method, *Geophysics*, *62*, 895–905.
- Ramo, S., J. Whinnery, and T. Van Duzer (1994), *Fields and waves in communications electronics*, John Wiley & Sons, Inc, 872 pages.
- Redman, D., G. Parkin, and A. Annan (2000), Borehole GPR measurement of soil water content during an infiltration experiment, in *Eighth International Conference on Ground Penetrating Radar, Proceedings of SPIE*.
- Reynolds, J. (1997), *An introduction to applied environmental geophysics*, Wiley, Chichester.
- Roth, K., R. Schulin, H. Fluhler, and W. Attinger (1990), Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach, *Water Resources Research*, *26*, 2267–2273.
- Rucker, D., and P. Ferré (2003), Near-surface water content estimation with borehole ground penetrating radar using critically refracted waves, *Vadose Zone Journal*, *2*, 247–252.
- Rucker, D., and T. P. Ferré (2004), Bgpr_reconstruct : A matlab ray-tracing program for nonlinear inversion of first arrival travel time data from zero-offset borehole radar, *Computers & Geosciences*, *30*, 767–776.
- Rucker, D., and T. P. Ferré (2005), Automated water reconstruction of zero-offset borehole ground penetrating radar data using simulated annealing, *Journal of hydrology*, *309*, 1–16.
- Rucker, D., and T. P. Ferré (2007), The effect of dipping layer on the first-arrival traveltime from zero-offset and fixed-offset borehole radar, *Near surface geophysics*, *5*, 151–159.

- Schmalholz, J., H. Stoffregen, A. Kemna, and U. Yaramanci (2004), Imaging of water content distributions inside a lysimeter using GPR tomography, *Vadose Zone Journal*, *3*, 1106–1115.
- Sénéchal, P., H. Perroud, M. Kedziorek, A. Bourg, and E. Gloagen (2005), Non destructive geophysical monitoring of water content and fluid conductivity anomalies in the near surface at the bordure of an agricultural field, *Subsurface Sensing Technologies and Applications*, *6*, 167–192.
- Tabbagh, A., C. Camerlynck, and P. Cosenza (2000), Numerical modeling for investigating the physical meaning of the relationship between relative dielectric permittivity and water content of soils, *Water Resources Research*, *36*, 2771–2776.
- Tarantola, A. (1987), *Inverse problems theory, methods data fitting and model parameters estimation*, Elsevier, Netherlands.
- Topp, G., J. Davis, and A. Annan (1980), Electromagnetic determination of soil water content : measurements in coaxial transmission lines, *Water Resources Research*, *16*, 574–582.
- Tronicke, J., N. Blindow, R. Groß, and M. Lange (2000), Georadar velocity determination : a comparison of different techniques, in *Proc. of SAGEEP'00*.
- Tronicke, J., K. Holliger, W. Barrash, and D. Knoll (2004), Multivariate analysis of cross-hole georadar velocity and attenuation tomograms for aquifer zonation, *Water Resources Research*, *40*, W01,519.
- Vasco, D., J. Peterson, and K. Ha Lee (1997), Ground penetrating radar velocity tomography in heterogeneous and anisotropic media, *Geophysics*, *62*, 1758–1773.
- Vidale, J. (1990), Finite difference calculation of traveltimes in three dimensions, *Geophysics*, *55*, 521–526.
- Wilson, S., M. Ingham, and J. McConchie (2006), The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition, *Journal of hydrology*, *36*, 301–312.
- Zelt, C., A. Azaria, and A. Levander (2006), 3d seismic refraction traveltime tomography at a groundwater contamination site, *Geophysics*, *71*, H67–H78.

Annexes

Annexe A

Caractéristiques des modèles initiaux
déterminés à partir des profils ZOP

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.50
3	0.105	0.50
4	0.11	0.70
5	0.12	1.00
6	0.11	0.70
7	0.09	0.10
8	0.089	1.00
9	0.083	0.40

TAB. A.1 – Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 5/10 en période sèche

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.50
3	0.105	0.50
4	0.101	0.70
5	0.096	1.00
6	0.090	0.80
7	0.089	1.00
8	0.083	0.50

TAB. A.2 – Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 5/10 en période humide

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.60
3	0.096	0.80
4	0.087	0.50
5	0.093	0.40
6	0.092	1.30
7	0.083	0.60
8	0.075	0.80

TAB. A.3 – Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 10/15

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.50
3	0.095	0.50
4	0.086	0.30
5	0.084	0.50
6	0.081	2.00
7	0.067	0.80
8	0.077	0.40

TAB. A.4 – Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 15/20

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.50
3	0.08	0.80
4	0.088	0.80
5	0.08	0.90
6	0.082	0.70
7	0.072	0.40
8	0.078	0.90

TAB. A.5 – Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 20/25

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.60
3	0.078	0.90
4	0.085	0.90
5	0.079	0.50
6	0.087	0.50
7	0.083	0.40
8	0.085	1.20

TAB. A.6 – Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 25/30

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.80
3	0.09	0.40
4	0.067	0.40
5	0.07	0.90
6	0.079	0.30
7	0.075	0.70
8	0.088	1.50

TAB. A.7 – Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 30/35

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.50
3	0.08	0.60
4	0.084	0.60
5	0.086	1.30
6	0.082	0.80
7	0.079	0.70
8	0.084	0.50

TAB. A.8 – Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 35/40

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.50
3	0.08	0.50
4	0.075	0.50
5	0.09	1.20
6	0.083	0.70
7	0.086	1.10
8	0.079	0.50

TAB. A.9 – Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 40/45

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.50
3	0.08	0.50
4	0.085	0.60
5	0.082	0.90
6	0.084	1.50
7	0.082	0.80
8	0.08	0.20

TAB. A.10 – Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 45/50

Annexe B

Caractéristiques des modèles obtenus
après inversion des données puits / puits

Couches	V [m/ns]	Ep5 [m]	Ep10 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.03	0.40	0.60	8
3	0.095	1.05	0.60	5
4	0.101	0.25	0.50	0
5	0.119	0.80	1.00	4
6	0.106	1.20	1.30	6
7	0.074	1.30	1.00	

TAB. B.1 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 5/10 en période sèche (EP10com)

Couches	V [m/ns]	Ep5 [m]	Ep10 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.053	0.55	0.70	3
3	0.102	1.05	0.80	2
4	0.113	1.10	1.00	4
5	0.106	1.00	0.70	10
6	0.076	0.70	0.80	8
7	0.072	0.60	1.00	

TAB. B.2 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 5/10 en période sèche (EP5com)

Couches	V [m/ns]	Ep10 [m]	Ep15 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.057	0.90	0.80	2
3	0.094	0.80	0.80	2
4	0.087	0.40	0.40	2
5	0.095	0.60	0.60	2
6	0.089	1.20	1.10	4
7	0.078	0.70	0.70	4
8	0.067	0.40	0.60	

TAB. B.3 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 10/15

Couches	V [m/ns]	Ep15 [m]	Ep20 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.046	0.30	0.20	2
3	0.063	0.70	0.60	4
4	0.087	1.20	1.00	8
5	0.084	1.50	1.80	2
6	0.062	0.50	0.50	2
7	0.073	0.80	0.90	

TAB. B.4 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 15/20

Couches	V [m/ns]	Ep20 [m]	Ep25 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.063	0.90	0.60	6
3	0.083	0.60	0.70	4
4	0.090	0.50	0.70	0
5	0.084	1.50	1.80	6
6	0.069	0.95	0.70	1
7	0.081	0.55	0.50	

TAB. B.5 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 20/25

Couches	V [m/ns]	Ep25 [m]	Ep30 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.071	0.70	0.70	0
3	0.080	0.80	1.00	4
4	0.085	0.70	0.70	4
5	0.078	0.40	0.60	8
6	0.087	0.90	0.60	2
7	0.077	0.50	0.40	0
8	0.087	1.00	1.00	

TAB. B.6 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 25/30

Couches	V[m/ns]	Ep30 [m]	Ep35 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.058	0.70	0.60	2
3	0.079	0.40	0.70	4
4	0.066	0.80	0.30	6
5	0.072	0.80	0.90	4
6	0.077	0.90	1.00	2
7	0.084	1.40	0.40	0
8	0.095	0.00	1.40	4

TAB. B.7 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 30/35

Couches	V [m/ns]	Ep35 [m]	Ep40 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.060	0.90	0.70	4
3	0.070	0.50	0.60	2
4	0.088	1.50	1.60	0
5	0.087	0.80	0.70	4
6	0.081	0.80	0.90	0
7	0.074	0.50	0.50	

TAB. B.8 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 35/40

Couches	V [m/ns]	Ep40 [m]	Ep45 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.060	0.90	0.60	6
3	0.067	0.60	0.80	2
4	0.087	0.60	0.50	4
5	0.088	1.00	1.20	0
6	0.078	0.80	0.70	2
7	0.088	1.10	1.20	

TAB. B.9 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 40/45

Couches	V[m/ns]	Ep45 [m]	Ep50 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.061	1.00	1.00	0
3	0.073	0.70	0.70	0
4	0.083	0.70	0.60	2
5	0.079	1.00	1.00	2
6	0.085	1.60	1.70	

TAB. B.10 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 45/50

Annexe C

Caractéristiques des modèles obtenus
après inversion des données puits / puits
et surface/ puits

Couches	V [m/ns]	Ep5 [m]	Ep10 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.05	0.40	0.50	2
3	0.104	0.60	0.50	0
4	0.098	0.60	0.60	0
5	0.100	1.10	1.10	0
6	0.084	0.70	0.70	0
7	0.091	1.15	1.15	0
8	0.074	0.45	0.45	

TAB. C.1 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 5/10

Couches	V [m/ns]	Ep10 [m]	Ep15 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.062	0.50	0.50	0
3	0.093	0.80	1.00	4
4	0.092	0.50	0.50	4
5	0.087	0.40	0.40	4
6	0.091	1.20	1.10	2
7	0.086	0.60	0.60	2
8	0.069	1.00	0.90	

TAB. C.2 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 10/15

Couches	V [m/ns]	Ep15 [m]	Ep20 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.063	0.50	0.60	2
3	0.095	0.50	0.40	0
4	0.089	0.50	0.50	0
5	0.088	0.80	0.50	6
6	0.082	1.70	1.70	6
7	0.065	1.00	1.30	

TAB. C.3 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 15/20

Couches	V [m/ns]	Ep20 [m]	Ep25 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.059	0.55	0.45	2
3	0.073	0.75	0.85	0
4	0.090	0.70	0.80	2
5	0.084	1.50	1.50	2
6	0.062	0.90	0.70	2
7	0.083	0.60	0.70	

TAB. C.4 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 20/25

Couches	V [m/ns]	Ep25 [m]	Ep30 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.062	0.50	0.50	0
3	0.077	1.05	0.95	4
4	0.086	0.95	0.95	4
5	0.076	0.50	0.60	8
6	0.085	0.50	0.50	2
7	0.087	1.50	1.50	0

TAB. C.5 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 25/30

Couches	V [m/ns]	Ep30 [m]	Ep35 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.060	0.50	0.60	2
3	0.083	0.50	0.60	4
4	0.055	0.50	0.30	0
5	0.072	1.60	1.50	2
6	0.082	1.00	1.40	6
7	0.088	0.90	0.60	0

TAB. C.6 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 30/35

Couches	V [m/ns]	Ep35 [m]	Ep40 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.066	0.55	0.30	5
3	0.060	0.65	0.30	12
4	0.080	0.70	1.00	6
5	0.089	0.50	0.90	2
6	0.082	1.60	1.70	4
7	0.061	0.50	0.40	4
8	0.088	0.50	0.40	

TAB. C.7 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 35/40

Couches	V [m/ns]	Ep40 [m]	Ep45 [m]	Pente [%]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	
2	0.076	0.40	0.30	2
3	0.078	0.60	0.60	2
4	0.065	0.70	0.60	4
5	0.091	1.20	1.00	8
6	0.077	0.80	0.70	10
7	0.089	1.10	1.10	8
8	0.080	0.20	0.60	

TAB. C.8 – Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 40/45

Annexe D

Caractéristiques des modèles initiaux pour l'inversion des panneaux contigus

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.50
3	0.11	0.50
4	0.05	0.80
5	0.09	0.70
6	0.07	1.00
7	0.09	0.50
8	0.08	1.00

TAB. D.1 – Caractéristiques du modèle initial pour les panneaux 5/10, 10/15 et 15/20 à partir des données VRP

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	0.50
3	0.10	0.80
4	0.055	0.70
5	0.07	0.80
6	0.072	0.60
7	0.067	1.10
8	0.09	0.40

TAB. D.2 – Caractéristiques du modèle initial pour les panneaux 20/25, 25/30 et 30/35 à partir des données VRP

Couches	V [m/ns]	Ep [m]
1	0.30	<i>infini</i>
2	0.06	1.00
3	0.05	0.80
4	0.10	0.50
5	0.070	0.50
6	0.076	0.90
7	0.10	0.50
8	0.05	0.80

TAB. D.3 – Caractéristiques du modèle initial pour les panneaux 35/40, 40/45 et 45/50 à partir des données VRP

Annexe E

Caractéristiques des modèles obtenus
après inversion des panneaux contigus

Couches	V [m/ns]	Ep1 [m]	Ep2 [m]	Ep3 [m]	Ep4 [m]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	<i>infini</i>	<i>infini</i>
2	0.061	1.00	0.90	1.00	0.80
3	0.097	2.00	2.10	0.20	0.20
4	0.089	1.40	1.00	0.70	0.80
5	0.086	0.60	1.00	0.50	0.50
6	0.085			1.20	1.00
7	0.065			1.10	0.90
8	0.079			0.30	0.80

TAB. E.1 – Caractéristiques du modèle inversé pour les panneaux contigus 5/10, 10/15 et 15/20

Couches	Ep5/Ep10	Ep10/Ep15	Ep15/Ep20
1			
2	2	2	4
3	0	36	4
4	8	> 40	2
5		> 40	2
6		> 40	6
7		> 40	10
8			

TAB. E.2 – Valeur des pentes [%] pour le modèle inversé correspondant aux panneaux contigus 5/10, 10/15 et 15/20

Couches	V[m/ns]	Ep20 [m]	Ep25 [m]	Ep30 [m]	Ep35 [m]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	<i>infini</i>	<i>infini</i>
2	0.053	0.30	0.60	0.90	0.50
3	0.090	1.60	2.50	0.20	0.10
4	0.070	0.30	0.20	0.90	1.50
5	0.076	0.90	0.10	1.40	2.40
6	0.086	0.30	0.60	1.60	0.50
7	0.070	1.60	1.00		

TAB. E.3 – Caractéristiques du modèle inversé pour les panneaux contigus 20/25, 25/30 et 30/35

Couches	Ep20/Ep25	Ep25/Ep30	Ep30/Ep35
1			
2	6	6	8
3	24	40	10
4	22	26	2
5	6	0	22
6	12	> 40	
7			

TAB. E.4 – Valeur des pentes [%] pour le modèle inversé correspondant aux panneaux contigus 20/25, 25/30 et 30/35

Couches	V[m/ns]	Ep35 [m]	Ep40 [m]	Ep45 [m]	Ep50 [m]
1	0.30	<i>infini</i>	<i>infini</i>	<i>infini</i>	<i>infini</i>
2	0.063	1.10	0.70	1.50	1.80
3	0.083	0.90	0.90	1.90	1.50
4	0.086	0.80	1.30	1.30	1.00
5	0.081	2.10	1.50	0.30	0.70
6	0.085	0.10	0.60		

TAB. E.5 – Caractéristiques du modèle inversé pour les panneaux contigus 35/40, 40/45 et 45/50

Couches	Ep35/Ep40	Ep40/Ep45	Ep45/Ep50
1			
2	8	16	6
3	8	36	2
4	2	36	8
5	10	> 40	
6			

TAB. E.6 – Valeur des pentes [%] pour le modèle inversé correspondant aux panneaux contigus 35/40, 40/45 et 45/50

Table des figures

1	Localisation de la zone d'étude (d'après <i>Sénéchal et al.</i> (2005))	4
2.1	Dispositif en mode tomographie : E1, E2, ..., E6 sont les positions successives de l'émetteur et R1, R2, ..., R6 sont les positions successives du récepteur	22
2.2	Schéma d'une trace ou signal	22
3.1	Lithologie a priori de la zone d'étude avec 4 zones et positions des puits à 5, 10, 15, ... et 50	32
3.2	Différentes géométries d'acquisition en période humide (a) géométrie puits/puits (b) et (c) géométries surface/puits (E : émetteur et R : récepteur)	33
3.3	Détermination du t_0 avant et après acquisition du panneau tomographique 40/45	36
3.4	Trajectoires des ondes EM dans un milieu stratifié et à forts contrastes de vitesse (a) Trajectoires schématisques avec V2 vitesse élevée et V1 vitesse lente : les notations 1 et 4 correspondent à la directe, 2 et 3 à la réfléchie et 5 et 6 à la conique (b) Point de tir du panneau tomographique 5/10 où l'émetteur se situe à 0.3 m de profondeur, en période humide (courbe rouge : conique et courbe bleue : transmise)	38
3.5	Zones de mesure des amplitudes pour le rapport signal sur bruit : radargramme correspondant à un point de tir du panneau 5/10 avec l'émetteur à 2.8 m de profondeur en période humide	40
3.6	(a) Temps de trajet observés en fonction de la distance entre émetteur et récepteur (b) Vitesse calculée (distance émetteur/récepteur divisée par le temps observé) en fonction de l'angle source/récepteur pour les panneaux 5/10, 10/15 et 15/20 en période humide	42

3.7	(a) Temps de trajet observés en fonction de la distance entre émetteur et ré- cepteur (b) Vitesse calculée (distance émetteur/récepteur divisée par le temps observé) en fonction de l'angle source/récepteur pour les panneaux 20/25, 25/30 et 30/35 en période humide	42
3.8	(a) Temps de trajet observés en fonction de la distance entre émetteur et ré- cepteur (b) Vitesse calculée (distance émetteur/récepteur divisée par le temps observé) en fonction de l'angle source/récepteur pour les panneaux 35/40, 40/45 et 45/50 en période humide	43
3.9	(a) Temps de trajet observés en fonction de la distance entre émetteur et ré- cepteur (b) Vitesse calculée (distance émetteur/récepteur divisée par le temps observé) en fonction de l'angle source/récepteur pour les panneaux EP10com et EP5com en période sèche	44
3.10	Profils des temps de première arrivée en fonction de la profondeur, déterminés à partir des rais ZOP (a) Comparaison entre périodes humide et sèche (b) Rais ZOP	44
3.11	Spectres d'amplitude calculés pour les signaux où émetteur et récepteur sont à la même profondeur, et pour les panneaux tomographiques 5/10 à 45/50 en période humide	46
4.1	Méthodologie d'inversion	49
4.2	Trois modes d'acquisition en tomographie radar (a) MOP : Multi-Offset Profile (b) ZOP : Zero-Offset Profile (c) VRP : Vertical Radar Profile (E : émetteur et R : récepteur)	49
4.3	VRP pour le panneau 5/10. L'émetteur est en tête du puits 5 et le récepteur descend dans le puits 5 : position d'une interface à la profondeur z1	51
4.4	Modèles de vitesse (m/ns) en périodes humide et sèche et calcul des temps de première arrivée pour un émetteur à 4.8 m de profondeur : (a) Période humide : A=0.30, B=0.06, C=0.105, D=0.101, E=0.096, F=0.09, G=0.089, H=0.083 (b) Période sèche A=0.30, B=0.06, C=0.105, D=0.11, E=0.12, F1=0.11, F2=0.09, G=0.089, H=0.083	53

4.5	Comparaison entre temps de première arrivée observés (courbe bleue) et calculés (courbe rouge) pour la source à 4.8 m de profondeur (a) en période humide et (b) en période sèche	54
4.6	Modèles synthétiques simples (a) Modèles exacts (b) Détermination du modèle initial (c) Comparaison entre modèles initial, exact et inverse (d) Moyennes des différences entre temps observés et calculés pour chaque position émetteur . . .	58
4.7	Résultats de l'inversion tomographique pour les données acquises avec un pas de 10 cm (a) Détermination du modèle initial (b) Comparaison entre les modèles exact, initial et inverse	64
4.8	Résidus de l'inversion tomographique pour les données acquises avec un pas de 10 cm (a) Comparaison entre les temps de trajet observés et calculés pour les distances émetteur/récepteur minimales (rais ZOP) (b) Moyenne des différences entre temps de trajet observés et calculés pour chaque point de tir	65
4.9	Résultats de l'inversion tomographique pour les données acquises avec un pas de 20 cm (a) Détermination du modèle initial (b) Comparaison entre les modèles exact, initial et inverse	66
4.10	Résidus de l'inversion tomographique pour les données acquises avec un pas de 20 cm (a) Comparaison entre les temps de trajet observés et calculés pour les distances émetteur/récepteur minimales (rais ZOP) (b) Moyenne des différences entre temps de trajet observés et calculés pour chaque point de tir	67
4.11	Inversion pour les milieux 1 et 2 en considérant des couches horizontales (a) Modèles exacts (b) Détermination des modèles initiaux (c) Modèles obtenus après inversion	71
4.12	Résultats de l'inversion pour les milieux 1 et 2 en considérant des couches pentées (a) Modèles obtenus après inversion (b) Différence entre modèles de vitesse exact et calculé en m/ns	72
5.1	Détermination du modèle initial à partir des rais ZOP pour le panneau 5/10 en période humide	74

5.2	Résultats obtenus après inversion du panneau tomographique 5/10 en période humide (a) en considérant des couches horizontales (b) en considérant des couches pentées	77
5.3	Différence entre temps observés et calculés pour chaque position émetteur et récepteur (a) en considérant des couches horizontales (b) en considérant des couches pentées	77
5.4	Modèles obtenus après inversion des deux sous séries de données pour le panneau 5/10	79
5.5	Modèles obtenus après inversion du panneau 5/10 en ayant fixé (a) $V_2=0.05$ m/ns et (b) $V_4=0.105$ m/ns	80
5.6	Distribution des résidus après inversion du panneau 5/10 en ayant fixé (a) $V_2=0.05$ m/ns et (b) $V_4=0.105$ m/ns	80
5.7	Test de sensibilité appliqué à la couche 4 du modèle inverse avec $V=0.099$ m/ns, $Ep_5=1.40$ m et $Ep_{10}=1.14$ m (a) variation de l'erreur RMS en fonction de la vitesse (b) variation de l'erreur RMS en fonction des épaisseurs	81
5.8	Résultats obtenus après inversion du panneau tomographique 5/10 en période sèche (EPcom10 : émetteur commun dans puits 10 et EPcom5 : émetteur commun dans puits 5) (a) Détermination du modèle initial (b) Modèle inverse (c) Moyenne des différences entre temps observés et calculés pour chaque position émetteur (d) Différence entre temps observés et calculés pour chaque position émetteur et récepteur	83
5.9	Comparaison de la vitesse entre période humide et période sèche au milieu du panneau 5/10	84
5.10	Résultats obtenus après inversion des panneaux tomographiques 10/15 et 15/20 de façon individuelle en période humide	86
5.11	Résultats obtenus après inversion des panneaux tomographiques 20/25, 25/30 et 30/35 de façon individuelle en période humide	87
5.12	Résultats obtenus après inversion des panneaux tomographiques 35/40, 40/45 et 45/50 de façon individuelle en période humide	88

5.13	Modèle obtenu pour le panneau 5/10 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP5 : récepteur dans puits 5 et émetteur en surface, et RP10 : récepteur dans puits 10 et émetteur en surface)	91
5.14	Modèle obtenu pour le panneau 10/15 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP10 : récepteur dans puits 10 et émetteur en surface, et RP15 : récepteur dans puits 15 et émetteur en surface)	92
5.15	Modèle obtenu pour le panneau 15/20 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP15 : récepteur dans puits 15 et émetteur en surface, et RP20 : récepteur dans puits 20 et émetteur en surface)	93
5.16	Modèle obtenu pour le panneau 20/25 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP20 : récepteur dans puits 20 et émetteur en surface, et RP25 : récepteur dans puits 25 et émetteur en surface)	94
5.17	Modèle obtenu pour le panneau 25/30 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP25 : récepteur dans puits 25 et émetteur en surface, et RP30 : récepteur dans puits 30 et émetteur en surface)	95
5.18	Modèle obtenu pour le panneau 30/35 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP30 : récepteur dans puits 30 et émetteur en surface, et RP35 : récepteur dans puits 35 et émetteur en surface)	96

5.19	Modèle obtenu pour le panneau 35/40 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP35 : récepteur dans puits 35 et émetteur en surface, et RP40 : récepteur dans puits 40 et émetteur en surface)	97
5.20	Modèle obtenu pour le panneau 40/45 après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (a)Modèle inverse (b)Résidus pour chaque point de tir (c)Distribution des résidus pour chaque couple émetteur/récepteur (PP : puits/puits, RP40 : récepteur dans puits 40 et émetteur en surface, et RP45 : récepteur dans puits 45 et émetteur en surface)	98
5.21	Comparaison en profil de vitesse entre le modèle obtenu par inversion des données puits/puits et le modèle obtenu par inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits au milieu des panneaux 5/10 à 40/45	99
6.1	Détermination du modèle initial pour le panneau 5/20 à partir des données VRP (a)Positions en profondeur des interfaces (b)Profils de vitesse aux puits 5 et 20 et modèle initial	103
6.2	Détermination du modèle initial pour le panneau 20/35 à partir des données VRP (a)Positions en profondeur des interfaces (b)Profils de vitesse aux puits 20 et 35 et modèle initial	104
6.3	Détermination du modèle initial pour le panneau 35/50 à partir des données VRP (a)Positions en profondeur des interfaces (b)Profils de vitesse aux puits 35 et 50 et modèle initial	105
6.4	Résultats de l'inversion simultanée pour les panneaux contigus (a) 5/10, 10/15 et 15/20 (b) 20/25, 25/30 et 30/35 (c) 35/40, 40/45 et 45/50	107
6.5	Distribution des résidus pour chaque panneau tomographique après inversion simultanée de trois panneaux contigus	108
6.6	Résultats de l'inversion LSQR pour les panneaux (a) 5/10, 10/15 et 15/20 (b) 20/25, 25/30 et 30/35 (c) 35/40, 40/45 et 45/50	111

6.7	Comparaison en profil de vitesse entre le modèle obtenu par inversion LSQR (courbe bleue), le modèle obtenu par inversion simultanée des panneaux contigus (courbe rouge) et le modèle obtenu par inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits (courbe verte)	112
6.8	Cartes de vitesse obtenues en décembre 2002 à partir de l'acquisition de surface et superposition des couches obtenues à partir de la méthodologie d'inversion proposée	114
6.9	Comparaison en vitesse RMS entre acquisition de surface et de puits pour le panneau 5/10 en période sèche	115
6.10	Comparaison en vitesse RMS entre acquisition de surface et de puits pour les différents panneaux tomographiques pour la période humide	117
6.11	Comparaison des fréquences centrales entre périodes humide et sèche pour le panneau 5/10 en utilisant les signaux ZOP	121

Liste des tableaux

1	Quelques méthodes géophysiques utilisées pour l'étude de la subsurface (d'après <i>Murray et al.</i> (2005))	2
2.1	Constante diélectrique κ , conductivité électrique σ , et atténuation α , de certains matériaux géologiques d'après <i>Cook</i> (1975); <i>Davis and Annan</i> (1989); <i>Neal</i> (2004); <i>Reynolds</i> (1997)	23
3.1	Teneur d'argile en % dans les puits se situant à 5, 15, 30 et 45 m en fonction de la profondeur	32
3.2	Nombre de traces par panneau tomographique en période humide	34
3.3	Nombre de traces par panneau tomographique en période sèche	34
3.4	Valeur de t_0 en ns pour chaque panneau tomographique en période humide . . .	35
3.5	Imprécision au niveau des t_0 (V_{air} : vitesse dans l'air, et nb ech. : nombre d'échantillon)	36
3.6	Valeur de t_0 en ns pour chaque panneau tomographique en période sèche	37
3.7	Nombre de traces supprimées pour chaque panneau tomographique en période humide et pour l'acquisition puits/puits (P/P), du au rapport S/N trop faible .	40
3.8	Nombre de traces supprimées pour chaque panneau tomographique en période sèche et pour l'acquisition puits/puits (P/P), du au rapport S/N trop faible . .	40
4.1	Critères de convergence	55
4.2	Caractéristiques du modèle de vitesse synthétique réaliste (V : vitesse et E_p : épaisseur)	59

4.3	Caractéristiques des modèles initiaux suivant les différents niveaux de bruit (1, 2.5 et 5 ns) pour un pas d'acquisition de 10 cm (V = vitesse et Ep = épaisseur) .	62
4.4	Caractéristiques des modèles initiaux suivant les différents niveaux de bruit (1, 2.5 et 5 ns) pour un pas d'acquisition de 20 cm (V = vitesse et Ep = épaisseur) .	62
4.5	Caractéristiques des modèles obtenus après inversion suivant les différents niveaux de bruit (1, 2.5 et 5 ns) pour un pas d'acquisition de 10 cm (V = vitesse et Ep = épaisseur)	63
4.6	Caractéristiques des modèles obtenus après inversion suivant les différents niveaux de bruit (1, 2.5 et 5 ns) pour un pas d'acquisition de 20 cm (V = vitesse et Ep = épaisseur)	63
5.1	Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 5/10 en période humide (V : vitesse, et Ep : épaisseur)	74
5.2	Caractéristiques du modèle inversé en considérant des couches horizontales pour le panneau 5/10 en période humide (V : vitesse, et Ep : épaisseur)	76
5.3	Caractéristiques du modèle inverse en considérant des couches pentées pour le panneau 5/10 en période humide (V : vitesse, Ep5 : épaisseur au puits 5, et Ep10 : épaisseur au puits 10)	76
5.4	Résidus RMS obtenus après inversion des données puits/puits en période humide	85
5.5	Résidus RMS obtenus après inversion simultanée des données puits/puits et surface/puits en période humide	89
6.1	Résidus RMS obtenus après inversions des panneaux contigus, 5/20 : du puits 5 à 20, 20/35 : du puits 20 à 35, 35/50 : du puits 35 à 50	106
A.1	Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 5/10 en période sèche	132
A.2	Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 5/10 en période humide . . .	132
A.3	Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 10/15	132
A.4	Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 15/20	132
A.5	Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 20/25	133

A.6	Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 25/30	133
A.7	Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 30/35	133
A.8	Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 35/40	133
A.9	Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 40/45	134
A.10	Caractéristiques du modèle initial pour le panneau 45/50	134
B.1	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 5/10 en période sèche (EP10com)	136
B.2	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 5/10 en période sèche (EP5com)	136
B.3	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 10/15	137
B.4	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 15/20	137
B.5	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 20/25	137
B.6	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 25/30	137
B.7	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 30/35	138
B.8	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 35/40	138
B.9	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 40/45	138
B.10	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 45/50	138
C.1	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 5/10	140
C.2	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 10/15	140
C.3	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 15/20	141
C.4	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 20/25	141
C.5	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 25/30	141
C.6	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 30/35	141
C.7	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 35/40	142
C.8	Caractéristiques du modèle inverse pour le panneau 40/45	142
D.1	Caractéristiques du modèle initial pour les panneaux 5/10, 10/15 et 15/20 à partir des données VRP	144

D.2	Caractéristiques du modèle initial pour les panneaux 20/25, 25/30 et 30/35 à partir des données VRP	144
D.3	Caractéristiques du modèle initial pour les panneaux 35/40, 40/45 et 45/50 à partir des données VRP	144
E.1	Caractéristiques du modèle inversé pour les panneaux contigus 5/10, 10/15 et 15/20	146
E.2	Valeur des pentes [%] pour le modèle inversé correspondant aux panneaux contigus 5/10, 10/15 et 15/20	146
E.3	Caractéristiques du modèle inversé pour les panneaux contigus 20/25, 25/30 et 30/35	146
E.4	Valeur des pentes [%] pour le modèle inversé correspondant aux panneaux contigus 20/25, 25/30 et 30/35	146
E.5	Caractéristiques du modèle inversé pour les panneaux contigus 35/40, 40/45 et 45/50	147
E.6	Valeur des pentes [%] pour le modèle inversé correspondant aux panneaux contigus 35/40, 40/45 et 45/50	147

Résumé

Le radar géologique est souvent utilisé pour caractériser les propriétés physiques de la subsurface, telle que la teneur en eau. Nous avons développé un algorithme d'inversion des temps de première arrivée en puits. Il est basé sur la description en couches du milieu et, uniquement un nombre limité de paramètres sont inversés. Cette méthodologie a été mise en place pour des milieux avec d'importants contrastes de vitesse. Dans un premier temps, nous déterminons la distribution de vitesse des ondes électromagnétiques entre deux puits. Dans un second temps, nous nous posons la question de la continuité des couches pour plusieurs panneaux tomographiques contigus. Cette méthodologie permet l'obtention d'un modèle de vitesse 2D du milieu compris entre des paires de puits successifs. Ce schéma d'inversion prend en compte différents types d'ondes dont la directe et la conique, générés par le fort contraste de vitesse. Cette méthode a ensuite été testée sur des données synthétiques puis sur des données réelles, acquises au niveau de la plaine alluviale de l'Adour.

Abstract

Ground penetrating radar is often used for the characterization of subsurface properties such as the water-content. We have developed an algorithm for cross-well tomographic inversion of GPR first-arrival travel times. It is based on a blocky description of the propagation medium, and only a limited number of parameters are inverted. This methodology has been developed for media with significant contrast of electrical permittivity. In a first step, the distribution of the electromagnetic wave velocity is determined between two wells. In a second step, we address the question of the layers continuity for several successive tomographic panels. This methodology allows us to obtain a 2D velocity profile of the medium between successive pairs of wells. This inversion scheme takes into account both the direct and refracted waves generated at interfaces with strong velocity contrast. It was tested on synthetic data, and then on real data.